



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

# DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

43



## Deprem Araştırma Bülteni (DAB)

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



Ekim [October] / 1983  
Cilt [Volume]: 10

# Sayı [Issue]: 43

# İÇİNDEKİLER [INDEX]

Sayfa [Page]

---

## ARAŞTIRMA [RESEARCH]

Girişime Uğramış Yapay ve Gözlemsel Dispersif Dalgalarda Gecikme Zamanının Saptanması [Detection of Delay Time in Interfered Artificial and Observational Dispersive Waves]

Ülben EZEN ..... 5-41

## ARAŞTIRMA [RESEARCH]

Kuzey ve Doğu Anadolu'da Love Dalgalarının Dispersiyonu ve Yerkabuğu Yapısı [Dispersion of Love Waves and Earth's Crust Structure in Northern and Eastern Anatolia]

Ülben EZEN ..... 42-62

## ARAŞTIRMA [RESEARCH]

Bitlis-Zagros Kıtasal Çarpışma Kuşağı Boyunca Etkin Sığ Deformasyonlar İle Depremler Arasındaki İlişkiler [Relationships Between Active Shallow Deformations and Earthquakes Along the Bitlis-Zagros Continental Collision Belt]

Haluk EYİDOĞAN ..... 63-99

## DİĞER [OTHER]

Sismik Hız Oranları Kullanılarak Depremin Önceden Kestirilmesi [Prediction of Earthquake Using Seismic Velocity Ratios]

Nejat BAYÜLKE, Engin İNAN ..... 100-109

**DEPREM  
ARAŞTIRMA  
BÜLTENİ**

**43**

**DEPREM  
ARAŞTIRMA  
BÜLTENİ**

**43**

DEPREM ARAşTIRMA  
BÖLTENİ



Üç Ayda Bir Yayınlanır  
Bilim ve Meslek Dergisi



Sahibi  
İmar ve İskan Bakanlığı adına  
Oktay Ergünay  
Deprem Araştırma Dairesi Başkanı



Yazı İşleri Müdürü  
Erol Aytaç  
Deprem Araştırma Dairesi  
Yayın ve Dokümantasyon Müdür V.



Yazışma Adresi  
Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı  
İrtibat Bürosu Yüksel Cad. No. : 7/ F



Yenişehir / ANKARA



Telefon : 17 69 55 - 23 72 65



Deprem Araştırma Dairesi  
Başkanlığı Matbaası

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

YIL : 10

SAYI : 43

EKİM 1983

BU SAYIDA

Girişime Uğramış Yapay ve Güzlemsel  
Dispersif Dalgalarda Gecikme Zama-  
nının Saptanması .....

Ülben EZEN

Kuzey ve Doğu Anadolu'da Zone Dal-  
galarının Dispersiyonu ve Yerkabuğu  
Yapısı .....

Ülben EZEN

Bitlis-Zagros Kıtasal Çarpışma Ku-  
Őađu Boyunca Etkin Sığ Deformas-  
yonlar ile Depremler Arasında İliŐ-  
kiler .....

Haluk EYİDOğAN

Sismik Hız Oranları Kullanılarak  
Depremin Önceden Kestirilmesi .....

Roger W. SHERBURNE

Çeviren : Nejat BAYÜLKE

Engin İNAN

## GİRİŞİME UĞRAMIŞ YAPAY VE GÖZLEMSEL

## DISPERSİF DALGALARDA

## GECİKME ZAMANININ SAPTANMASI

Yard.Doç.Dr.Ülben Ezen<sup>1</sup>

## ABSTRACT.

In this study, some spectral techniques have been examined in order to find out delay times in the interfered wave trains. First of all, dispersive artificial wave trains were generated by superposing two artificial wave train in nearly equal frequency bands for different delay times. Resolution of the spectral techniques have been investigated on this artificial data. Later, these techniques have been applied to the observed interfered Rayleigh surface waves.

Comparison of the obtained results has shown that techniques of Cepstrum has not been successful on the observed data as much as on the artificial data while the resolutions of the autocorrelation and spectral null techniques on the artificial and observed data have been staying at the same level.

## ÖZET.

Bu çalışmada, girişime uğramış dispersif dalga trenlerindeki gecikme zamanlarını saptamak için bazı spektral teknikler incelenmiştir. İlk adımda 'dispersif', yapay dalga trenleri üretilerek bu veriler üzerinde incelenen tekniklerin rezolüsyonu araştırılmış daha sonra girişime uğramış gözlemsel Rayleigh yüzey dalgaları üzerinde uygulamaya geçilmiştir.

Alınan sonuçların kıyaslaması göstermiştir ki, denenen otokorelasyon ve Spektral Null (sıfırlar) tekniğinin rezolüsyonu yapay ve gözlemsel veriler üzerinde aynı kalırken, cepstrum tekniği gözlemsel veriler üzerinde, yapay veriler üzerinde olduğu kadar başarılı sonuçlar vermemiştir.

## GİRİŞ.

Çalışmanın içeriğini oluşturan girişime, başlangıcı simgeleyen bir niceliğin kendisinin sürekli biçimde oluşumunun engellenip üzerine ardışık olarak eklenen benzer niceliklerin toplam ürünü olarak bakılabilir. Bu toplam ürün nitelik olarak homojenliği değil heterojenliği, tekilliği değil çoğulluğu vurgulamaktadır.

Girişim olayının bütün bu karmaşıklığı ise girişime uğrayan enerji grupları arasındaki gecikme zamanının büyüklüğüne doğrudan bağlıdır. Bu bağımlılıktan ötürüdür ki gecikme zamanının saptanması

(1) I.T.Ü. Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü



girişim olayının incelenmesinde çok önemli bir ögedir. Ancak, gecikme zamanının saptanmasında önce ögesini oluşturduğu girişim olayının sismolojideki konumunu vurgulamakta yarar vardır.

Günümüzde sismolojinin kazandığı bilgisel ivme sismik cisim ve yüzey dalgalarında oluşabilecek girişim olaylarını deprem kaynağına yada ilerlenen ortama ilişkin bir nedenselliğe bağlamaktadır. Kaynağa ilişkin nedensellik, kaynağın zaman ve uzay içindeki davranışı ile ilgilidir. Eğer kaynak sadece zaman içinde süreksizlikler gösteriyorsa farklı zamanlarda iki veya daha fazla BENZER olay oluşacaktır (İkiz deprem). Buna karşılık kaynak zamandan çok uzayda (mekanda) süreksizlikler gösteriyorsa (kayan kaynak) yine BENZER ardışık olaylar oluşacaktır (Niazi, 1969).

Öte yandan kaynak zaman ve uzayda beraberce süreksizlikler gösteriyorsa, yine farklı zamanlarda iki veya daha fazla ama bu kez FARKLI olaylar oluşacaktır (Pilant & Knopoff 1964, Wu 1968). Ortama ilişkin nedensellik ise ilerlenen yörünge boyunca jeolojik yapıya bağlıdır. Bu nedensellik iki seçeneği vurgular. Birinci seçenek tekil kaynaktan çıkan olayın değişik yörüngeler izleyerek bir seri alt olaylar biçiminde istasyona varmasıdır (Wu 1968, Capon 1969, 1970 ve 1971, Capon & Evernden 1971). Diğer seçenek ise yaklaşık tek bir yörüngede ilerlenirken ya düşük bir hız tabakasından yada ard arda ince ve kalın yapı dilimlerinden geçilmesidir. Gerek düşük hız tabakasının doğurduğu hız farklılığından kaynaklanan farklı varışlar (Capon 1970, Berg 1975) gerekse ilerlenen yapı diliminin ani ve etkin kalınlık değişiminden etkilenen dalga enerji içeriklerinin oluşturduğu yeni enerji grupları girişime neden olmaktadır (Alsop 1966, Kuo & Thomson 1963, Mc Garr 1969). Sonuçta ortama yada kaynağa ilişkin nedenselliğin oluşturduğu girişim olaylarının aydınlatılması, ortam ve kaynağa ilişkin bilgileri bünyesinde taşıdığından sismolojide ayrı bir önem kazanmıştır.

Sismolojide girişim olaylarının incelenmesi hem cisim dalgaları hemde yüzey dalgaları için yapılmıştır. Cisim dalgaları için yapılan çalışmalar özellikle yapısal nedenli bir girişimi vurgulaması yönünden P - pP girişiminin üzerinde yoğunluk kazanmıştır. P - pP girişiminin incelenmesinde P ve pP dalga fazlarının birbirinden ayıklanmasının ötesinde daha çok aradaki zaman farkını (gecikme zamanını)

saptayıp odak derinliğini bulmak amacı güdülmüştür. P - pP girişimlerinin incelenmesinde gecikme zamanını saptamak için Kepstrum yönteminden (Bogert ve dig. 1963, Cohen 1969, 1970), otokorelasyon, çapraz-korelasyon, ters süzgeçleme (Antssey 1964, Backus 1966, Howell ve dig. 1967, Guha 1970) ve spektral sıfırlar (nulls) yöntemlerinden (Flinn ve dig. 1973) yararlanılmıştır. Cisim dalgalarında bu konuda incelenen diğer örnek ise P ile manto-çekirdek sınırından yansıyan  $P_cP$  fazının P -  $P_cP$  girimi olmuştur. Aynı bakış açısı ile P ve  $P_cP$  arasındaki girişimi vurgulayan kayıtların genlik spektrumundaki modülasyon incelenerek, kabuk-manto sınırı (Frazier 1967) ve kabuktaki yansımalar (Buchbinder 1968) hakkında köklü bilgiler saptanmıştır.

Cisim dalgalarındaki girişim olaylarının incelenmesinin yanısıra kaynakasal ve yörüngesel nedene bağlı girişimlerin yüzey dalgası grupları içindeki varlığında yoğun biçimde araştırılmıştır. İlk kez (Pilant & Knopoff 1964) kaynakasal ve farklı yörünge izleme nedeni girişim olaylarının yüzey dalgaları içindeki konumunu ayrıntılı biçimde yapay ve gözlemsel veriler kullanarak irdelemişlerdir. Bunun yanısıra ana depremi sonlu kaynak, diğer küçük ard sarsıntılarını nokta kaynak varsayarak, girişime uğramış yüzey dalgalarından kaynak parametreleri de incelenmiştir (Filson & Mc Evilly 1967, Wu 1968, Niazi 1969).

Değişik yörüngeler izleyerek girişime uğramış yüzey dalgalarının ayıklanması için çok istasyonlu bir kayıt şebekesine gereksinim duyan, ancak girişime uğrayan dalga gruplarının herbirinin enerjisini, faz hızını, azimutunu ve izlediği yolu saptamakta yüksek ayırıcılık (High resolution) tekniği geliştirildi (Capon 1969). Bu teknik kullanılarak kıtasal yamaçlardan geçen yörünge izleyen yüzey dalgalarının yamaçlarda oluşan yansıma ve kırılmalar nedeni ile farklı yörünge izleyerek istasyona vardıkları ve sonuçta girişime uğradıkları saptandı (Capon 1970, 1971).

Ancak yansıma ve kırılmalardan ötürü değişik yörünge izlemenin doğurduğu girişime uğramış yüzey dalgalarının büyük kayıt şebekeleri olsa bile ayıklanabilmesinin güç olduğu ancak referans bir olayı süzgeç (uyum süzgeci) gibi kullanarak, ayıklama işleminin yapılabilirliği önerildi (Berg 1975).

Buraya değin sismolojideki önemini vurgulamaya çalıştığımız girişim olayının yüzey dalgası trenleri içindeki olabilirliği (Ezen 1979) tarafından da gerek yapay gerekse gözlemsel veriler için ayrıntılı biçimde incelenmiştir. Ancak burada sadece girişmiş, dispersif sinyalde gecikme zamanını saptarken ne tür yöntemlerin kullanıldığı ve bunların birbirlerine göre rezolüsyonları tartışılacaktır. Ezen(1979) un temel olarak alındığı bu yazıda kullanılan yöntemler, önce yapay veriler üzerinde denenmiş, ardından gözlemsel verilere uygulanmıştır.

Modellemeden amaç yapay yüzey dalgaları üretip, bunları değişik gecikme zamanları için girişime uğratıp, bileşke eş deyişle girişmiş yüzey dalgası oluşturmak, sonra tekrar bileşenlerine yani girişim yapan dalga gruplarına ayırıp gecikme zamanını saptamaktır. Zira ozaman özgeçmişini bilmemiz nedeni ile bileşke dalgayı bileşenlerine ayırıp buradan gecikme zamanını bulurken yanlıya düşüp düşmediğimizi görebilir ve kullandığımız yöntemin ne yeterlikte çalıştığını sınavabiliriz.

Ohalde bir girişim olayında güvenilir bir gecikme zamanı saptamanın yolu önce girişim mekanizmasının modellenmesi ve özgeçmişini bilinen modellere, teknikleri uygulayıp gecikme zamanının ne dereceye kadar güvenli hesaplanabildiğinin görülmesidir. Modeller üzerinde kesin ve açık yanıtlar alındıktan sonradır ki, kazanılan deneyimler desteğinde, girişime uğramış gözlemsel verilerdeki gecikme zamanının hesabı güvenli olabilir.

Açıklamaya çalıştığımız bu görüşlerden ötürü ilk adımda farklı gecikme zamanı değerleri için girişime uğratılmış dispersif özellikli yapay dalga trenleri üretilmiştir. Bu yapay sinyaller üzerinde değişik spektral yöntemler denenerek gecikme zamanları (önceden bildiğimiz) hesaplanmaya çalışılmış ve her tekniğin yeterlilikleri tartışılmıştır. İkinci aşamada ise aynı yöntemler, gözlemsel veriler üzerinde denenerek ne kadar etkili olup olmadıkları araştırılmıştır.

### 1.1 Girişmiş Yapay Dalga Trenlerinin Üretimi.

Girişime uğratılmış dispersif nitelikte yapay dalga trenlerinin tasarımında şu varsayımdan hareket edilmiştir. Bu varsayım girişime uğramış karmaşık dalga treninin, frekans bantları birbirine yakın

en az iki veya daha çok sayıdaki dispersif sinyalin belli bir gecikme zamanı ile üst üste binmesi sonucu oluştuğunu içermektedir. Ohalde önce birbiri üzerine bindirilecek dispersif dalgaları yapay olarak üretmek gereklidir.

Sismogramda rastlanan yalın(girişmemiş) yüzey dalgası trenlerini en iyi temsil eden yapay sinyalin Chirp-Waveform adı verilen bir sinüzoidal ve dispersif dalga hareketi olduğu (Capon ve dig. 1969) tarafından savunulmuştur. Araştırmacılar uzun periyotlu yüzey dalgalarının uyum süzgeçlemesini(matching filtering) yaparken referans bir olayı simgelemek üzere süzgeç fonksiyonu olarak böyle bir sinyal kullanmışlardır. Canitez(1977) yüzey dalgalarının grup hızlarına optimum süzgeç tekniği ile saptarken, yöntemini yapay veriler üzerinde denerken bu tür bir sinyalden yararlanmıştı.

Sözünü ettiğimiz bu sinüs sinyalinin analitik tanımı bir pencere fonksiyonu olarak düşünüldüğünde

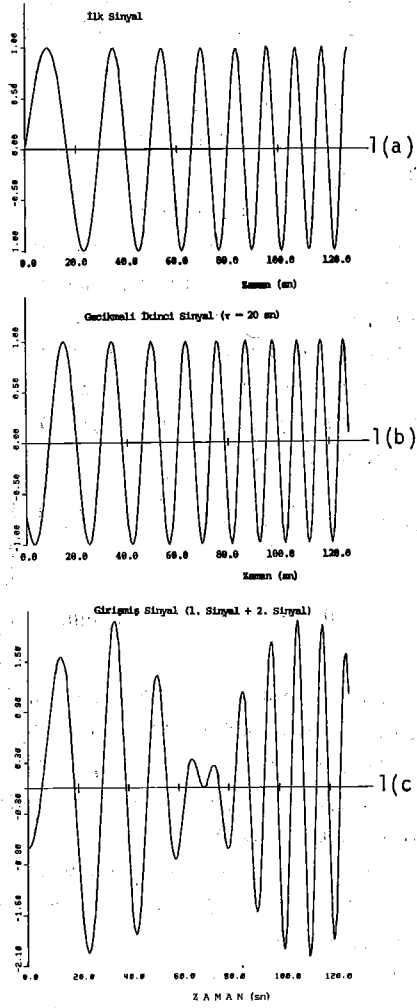
$$f(t) = \left\{ \begin{array}{ll} \sin\left[2\pi\left(f_0 + \frac{f_1 - f_0}{2L} t\right)t\right] & 0 \leq t < L \\ 0 & \text{Dışında} \end{array} \right\} \quad (1)$$

şeklinde dir. Bu ifadede  $f_0$  dispersif sinyalin başlangıç frekansı,  $f_1$  bitimdeki frekansıdır.  $L$  ise sinyalin uzunluğu olup,  $t$  zaman değişkenini belirtmektedir. Bu bağıntıdan  $(f_1 - f_0)/2L$  teriminin, yapay sinyalin frekans artımını ve zamanla değişimini kontrol eden bir terim olduğu açıkça görülmektedir.

(1) bağıntısı kullanılarak,  $f_1=0.1$  Hz,  $f_0=0.025$  Hz ve  $L=128$  sn alınarak Şekil 1(a) da görülen yalın(girişmemiş) dispersif sinyal üretilmiştir. Bu adımı takiben, bu yalın sinyale  $t=0$  zamanına göre belli bir gecikme - burada 20 sn alınmıştır - verilerek ikinci(yalın sinyalin üstüne bindireceğimiz) sinyal elde edilmiştir. Şekil 1(b) de bu sinyal görülmektedir. Şekil 1(b) den görüleceği gibi ikinci sinyal aslında  $t=0$  zamanına göre 20 sn kadar gecikmeye uğratılmış AMA birinciye oranla frekans içeriği biraz değişmiş ilk yalın sinyal-den başka bir şey değildir.

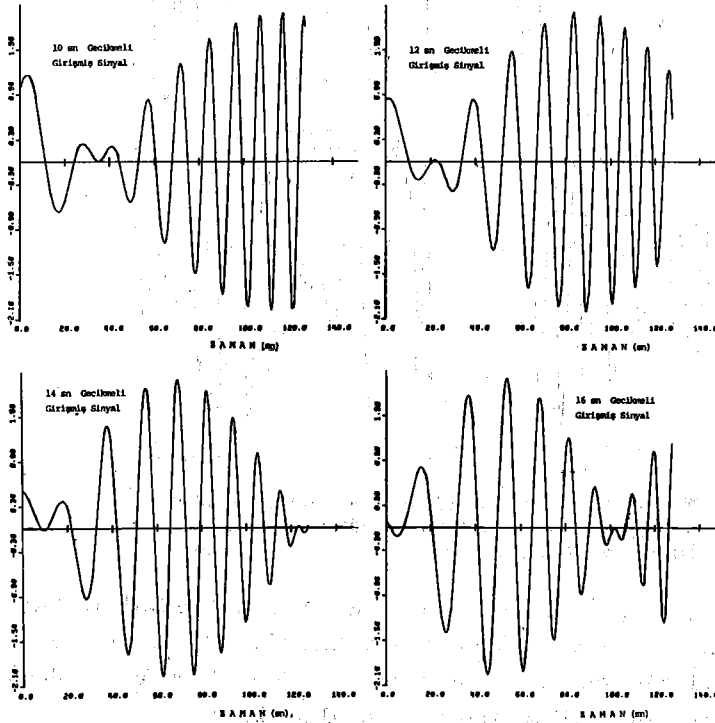
Son adımda ise, Şekil 1(a) ve 1(b) deki iki sinyal  $t=0$  zamanları çakışacak şekilde toplanarak girişime uğratılmış karmaşık

sinial elde edilmiştir.Bu karmaşık sinial Şekil 1(c) de görülmektedir.

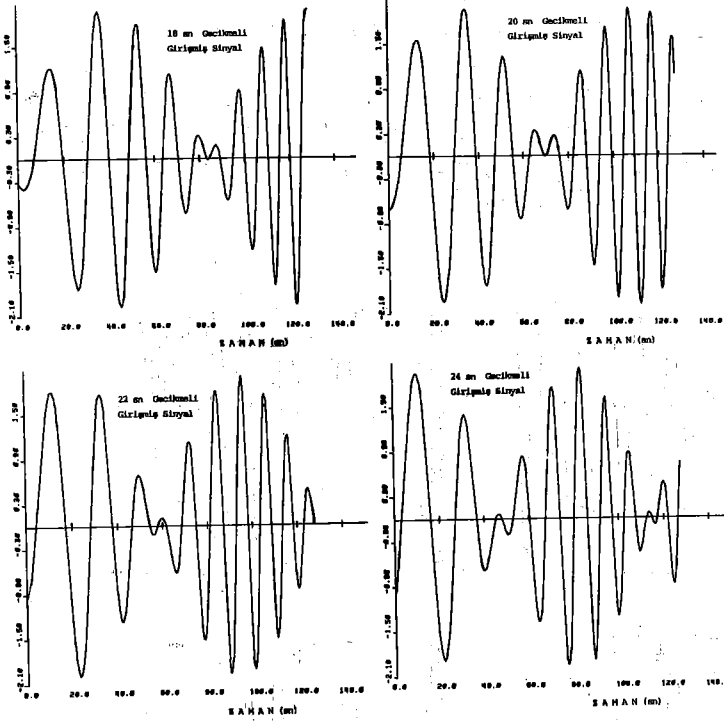


Şekil 1. İki dispersif yapay sinial ve üst üste bindirilmesinden oluşan girişmiş sinial.

Şekil 1 (a),(b),(c) de açıklanan mekanizma ile değişik gecikme zamanı değerleri için dispersif, girişmiş dalga trenleri oluşturulmuştur. Bunlar Şekil 2 ve Şekil 3 te görülmektedir. Böylece girişim mekanizmasının özgeçmişini gayet iyi bildiğimiz çok sayıda girişime uğramış yapay yüzey dalgaları elde olunmuştur. Şimdi amaç bu özgeçmişini bilinen sinyaller üzerinde gecikme zamanını hesaplayacak değişik yöntemleri sınamaktır.



Şekil 2. Şekil 1 de açıklanan mekanizma ile girişime uğratılmış farklı gecikme zamanlı girişmiş, yapay sinyaller.



Şekil 3. Şekil 1 de açıklanan mekanizma ile girişime uğratılmış farklı gecikme zamanlı girişmiş, yapay sinyaller.

## 1.2 Girişmiş, Yapay Dalga Trenlerinde Gecikme Zamanının Bulunması.

Frekans bantları birbirlerine yakın iki dispersif , yapay dalgayı belli bir gecikme zamanı ile üst üste bindirip elde olunan girişmiş sinyalin gecikme zamanı ile olan ilişkileri

- Zaman ortamında otokorelasyon yöntemi ile
- Frekans ortamında spektral nulls yöntemi ile
- Quefrency ortamında kepestrum yöntemi ile

araştırılmıştır.

### 1.2.1 Otokorelasyon Yöntemi

Gecikme zamanlarını bulmak için ürettiğimiz girişmiş sinyallerin otokorelasyon fonksiyonlarını hesaplamadan önce, kurduğumuz

model sinyalin otokorelasyon fonksiyonunun kuramsal yönünü irdelemeye yarar vardır. Örneğin ilk yalın sinyalimiz  $y(t)$  ve onun üzerine  $\Delta T$  gecikme zamanı ile bindirdiğimiz ve  $a$  genliğine sahip ikinci sinyal  $a \cdot y(t - \Delta T)$  ise ikisinin toplamı girişmiş sinyal  $x(t)$ ,

$$x(t) = y(t) + a \cdot y(t - \Delta T) \quad (2)$$

şeklindedir.  $x(t)$  girişmiş sinyalin otokorelasyon fonksiyonu  $C_{xx}(\tau)$  ise,

$$C_{xx}(\tau) = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} y(t) \cdot a y(t - \Delta T) dt}{\int_{-\infty}^{\infty} y^2(t) dt} \quad (3)$$

veya

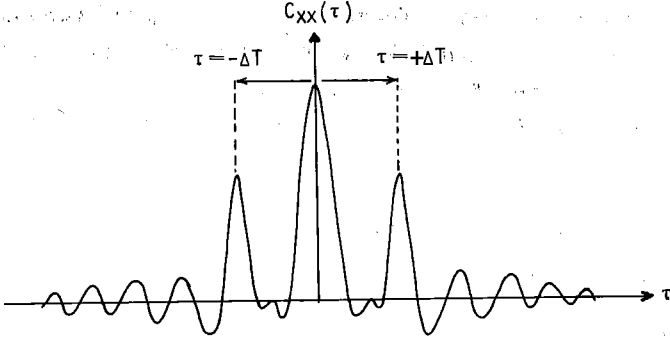
$$C_{xx}(\tau) = \frac{(1+a^2) \cdot C_{yy}(\tau) + a [C_{yy}(\tau + \Delta T) + C_{yy}(\tau - \Delta T)]}{(1+a^2) + 2a \cdot \cos(\Delta T)} \quad (4)$$

biçimindedir (Pilant & Knopoff 1964, Flinn ve diğ. 1973).

Burada  $C_{yy}(\tau)$  sadece ilk yalın sinyal  $y(t)$  nin otokorelasyon fonksiyonudur. (4) ifadesindeki girişmiş sinyalin otokorelasyon fonksiyonunun aslında 3 bileşeni vardır. Bunlardan birincisi  $(1+a^2)$  genliğine sahip  $\tau=0$  kayma zamanlı (laglı) ilk yalın sinyalin otokorelasyon fonksiyonu  $C_{yy}(\tau)$  dir. İkincisi lagı  $\tau = \Delta T$  kadar kaymış  $a$  genliğine sahip  $a C_{yy}(\tau + \Delta T)$  fonksiyonudur ve üçüncüsü lagı  $\tau = -\Delta T$  kadar kaymış  $a C_{yy}(\tau - \Delta T)$  fonksiyonudur. Bu birleşik ifade lagın  $(\tau)$  fonksiyonu olarak çizildiğinde  $\tau=0$  da yani merkezdeki en büyük genlikli doruktan başka,  $\tau = \Delta T$  ve  $\tau = -\Delta T$  lagında simetrik ikinci doruğu verecektir. Şekil 4 te sözü edilen bu kuramsal özellik sembolik biçimde görülmektedir.

Nevar ki  $(1+a^2)C_{yy}(\tau)$  fonksiyonu ile  $a[C_{yy}(\tau + \Delta T) + C_{yy}(\tau - \Delta T)]$  fonksiyonu arasındaki muhtemel faz farkları gecikme zamanı  $\Delta T$  yi saptamada güçlükler doğurabilir ve bazan bu kompozit otokorelasyon fonksiyonundan gecikme zamanını saptamak kolay olmayabilir (Flinn ve diğ. 1973).



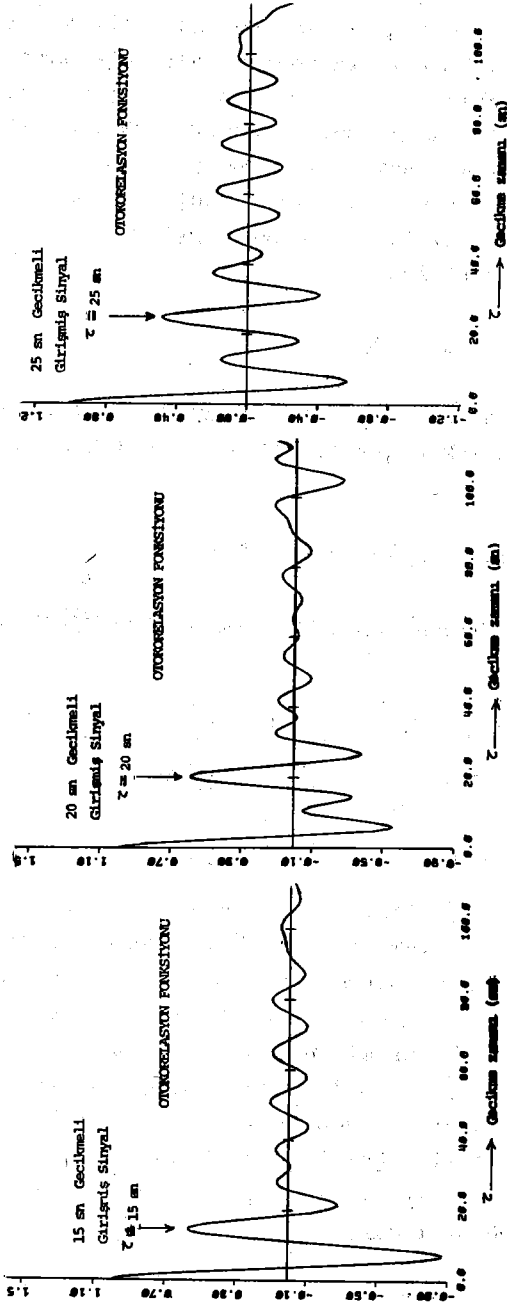


Şekil 4. Aralarında  $\Delta T$  kadar gecikme olan iki sinyalin sinyalin toplamı girişmiş bir sinyalin kuramsal olarak beklenen (4) bağıntısındaki otokorelasyon fonksiyonunun sembolik görünümü.

Bu türden bir güçlüğün tipik bir örneği bizim 15 sn gecikmeli girişmiş sinyal örneğinde karşılaştığımız durumdur. Şekil 5 te, 15, 20 ve 25 sn gecikme zamanlı girişmiş, yapay sinyallerin hesapladığımız otokorelasyon fonksiyonları görülmektedir. Şekil 5 ten görüleceği gibi gecikme zamanının büyüklüğü ne olursa olsun otokorelasyon fonksiyonları beklenen gecikme zamanı değerlerine karşı gelen lagda doruk vermektedirler (kuramsal özü gereği).

Ancak 15 sn gecikmeli girişmiş sinyalin otokorelasyon fonksiyonundaki 15 sn lagındaki doruğa (pike) özgeçmiş bilmeden karar vermek güçtür. Halbuki gecikme zamanı 20 ve 25 sn olan girişmiş sinyallerin otokorelasyon fonksiyonlarındaki beklenen gecikme zamanını verecek lagdaki doruklara, özgeçmiş bilmedende karar vermek kolaydır. Çünkü dorukların genlikleri yadsınamaz biçimde belirgin ve seçilebilir düzeydedir.

Yapay, dispersif sinyaller üzerinde otokorelasyon fonksiyonundan gecikme zamanını ne düzeyde saptayabileceğimiz açısından bu yorumumuz önemli bir sonuçtur. Hele özgeçmişini aramaya çalıştığımız gözlemsel verilerde, 15 sn gecikmeli girişmiş sinyal örneğinde olduğu gibi bir dezavantajla karşılaşma olasılığı düşünülürse bu sonucun önemi dahada artacaktır. Nevar ki bütün bu yorumlamalara rağmen, otokorelasyon fonksiyonu gecikme zamanı saptamada zaman ortamında başvurulacak en etkili yöntemdir.



**Şekil 5. 15, 20 ve 25 sn gecikmeli girişmiş, dispersif, yapay sinyallerin otokorelasyon fonksiyonları.**

### 1.2.2 Spektral Sıfırlar(nulls) Yöntemi

Bu yöntem öz olarak, birincil sinyal ve onu belli bir zaman gecikmesi ile izleyen ikinci sinyalin toplamı olan girişmiş sinyalin genlik spektrumundan yararlanarak gecikme zamanını saptamayı amaçlar. Bu saptamanın nasıl yapıldığına geçmeden önce, girişmiş sinyalin genlik spektrumunun bu açıdan nasıl yorumlandığını kısaca açıklayalım. Diyelimki birincil sinyal  $y(t)$  ve onu  $\tau$  gecikme zamanı ile izleyen  $a$  genliğine sahip ( $0 < a \leq 1$ ) ikinci sinyal  $ay(t-\tau)$  dir. Bunların toplamı girişmiş sinyal  $x(t)$  ise

$$x(t) = y(t) + ay(t-\tau) \quad (5)$$

şeklindedir.  $X(w)$  ve  $Y(w)$  sırası ile  $x(t)$  ve  $y(t)$  nin karmaşık Fourier dönüşümünü simgelemek üzere, (5) bağıntısının karmaşık Fourier dönüşümü alındığında

$$X(w) = Y(w) + a \int_{-\infty}^{\infty} y(t-\tau) e^{-iwt} dt \quad (6)$$

yazılabilir. Fourier dönüşümünün zamanda kayma özelliğinden yararlanarak (6) bağıntısı

$$X(w) = Y(w) + a \int_{-\infty}^{\infty} y(t) e^{-iw(t+\tau)} dt \quad (7)$$

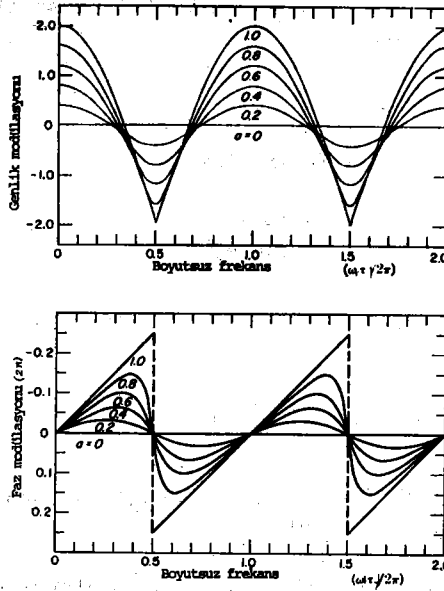
$$X(w) = Y(w) + a \int_{-\infty}^{\infty} y(t) e^{-iwt} e^{-i\tau w} dt$$

ve nihayet,

$$X(w) = Y(w) [1 + ae^{-i\tau w}] \quad (8)$$

biçiminde yazılabilir. (8) bağıntısının sağ tarafı girişmiş sinyalin karmaşık spektrumudur. Bu spektrum  $(1 + ae^{-i\tau w})$  karmaşık terimi ile modülasyona uğratılmış  $Y(w)$  spektrumuna (ilk, yalın sinyalin spektrumu) eşdeğerdir. Diğer bir deyişle ilk olayın spektrumunu modülasyona uğratan  $(1 + ae^{-i\tau w})$  karmaşık teriminin genlik ve faz davranışını incelemek gecikme zamanı  $\tau$  yu bulmada yarar sağlayacaktır.

Bu tür bir irdeleme Piant ve Knopoff (1964) ve Wu (1968) tarafından ayrıntılı olarak yapılmıştır. Şekil 6 da  $(1 + ae^{-i\tau w})$  karmaşık ifadesinin genlik ve faz fonksiyonlarının, gecikme zamanına ( $\tau$ ) göre nasıl davrandığı görülmektedir.



Şekil 6. Aralarında  $\tau$  kadar gecikme olan iki sinyalin toplamı girişmiş bir sinyalin (11) bağıntısıyla verilen genlik ve faz modülasyonları (Pilant ve Knopoff 1964).

Şekil 6 yı daha iyi anlamak için şu benzetiyi yapmak yararlı olacaktır. Frekans ortamında olduğuna göre  $(1 + ae^{-i\omega\tau})$  terimi karmaşık bir  $G(\omega)$  spektrumu gibi düşünülürse bu  $G(\omega)$  karmaşık spektrumunun, genlik spektrumu  $|G(\omega)|$

$$G(\omega) = 1 + ae^{-i\omega\tau}$$

$$|G(\omega)|^2 = (1 + ae^{-i\omega\tau}) \cdot (1 + ae^{i\omega\tau})$$

$$|G(\omega)|^2 = (1 + a^2 + 2a\cos\omega\tau)$$

(9)

$|G(\omega)|^2$  Güç spektrumu cinsinden (9) bağıntısındaki tanımını alacaktır.

İşte şekil 6 da genlik modülasyonu olarak isimlendirilen fonksiyon (9) bağıntısındaki  $2a\cos\omega\tau$  fonksiyonudur. Zira sabit  $(1 + a^2)$  terimi dışında, spektrumu modülasyona uğratan  $2a\cos\omega\tau$  terimi olup taşınan dalga gibi davranır. Öte yandan şekil 6 da

faz modülasyonu olarak isimlendirilen  $G(w)$  karmaşık spektrumunun faz spektrumu  $\phi(w)$  ise,

$$G(w) = 1 + ae^{-iw\tau}$$

$$G(w) = 1 + a\cos w\tau - ia\sin w\tau$$

$$\phi(w) = \arctg \frac{-a\sin w\tau}{1+a\cos w\tau} \quad (10)$$

şeklinde dir. Sonuçta boyutsuz frekans  $m = w\tau/2\pi = f\tau$  olarak düşünülüp şekil 6 daki

$$2a\cos 2\pi m \rightarrow \text{Genlik modülasyonu} \quad (11)$$

ve

$$\arctg \frac{-a\sin 2\pi m}{1+a\cos 2\pi m} \rightarrow \text{Faz modülasyonunun}$$

boyutsuz frekans ( $m = f\tau = w\tau/2\pi$ ) in fonksiyonu olarak çizildikleri görülür. Şekil 6 da, genlik modülasyonunda

$$f\tau = 1/2, 3/2, 5/2, \dots \text{ için minimum} \quad (12)$$

$$f\tau = 0, 1, 2, 3, \dots \text{ için maksimum}$$

elde edilmiştir. Bunun eşdeğer anlamı, genlik modülasyonundaki minimumların karşı geldiği frekansı  $f_{\min}$  ve maksimumların karşı geldiği frekansı  $f_{\max}$  göstermek üzere,

$$f_{\min} = 1/2\tau, 3/2\tau, 5/2\tau \dots \quad (13)$$

$$f_{\max} = 1/\tau, 2/\tau, 3/\tau \dots$$

demektir. Ortak biçimde  $k$  izlenen spektral minimum ve maksimumların sıra sayısını göstermek üzere (13) bağıntısı

$$f_{\min} = \frac{2k-1}{2\tau} \quad k = 0, 1, 2, 3 \dots \quad (14)$$

$$f_{\max} = \frac{k}{\tau}$$

şeklinde yazılabilir. (14) bağıntısında  $k$  yerine konacak değişik değerler için şekil 6 daki genlik modülasyonundaki maksimum ve minimumların yerleri daha net anlaşılacaktır. Örneğin (14) bağıntısında  $k=0$  için  $f\tau=0.5$  dir yani  $f\tau=w\tau/2\pi=0.5$  olduğu yerde şekil 6 da genlik modülasyonu minimum vermektedir. Benzer biçimde  $k=1$  için (14) bağıntısında  $f\tau=1$  dir yani  $f\tau=w\tau/2\pi=1$  olduğu yerde genlik modülasyonu maksimum vermektedir.

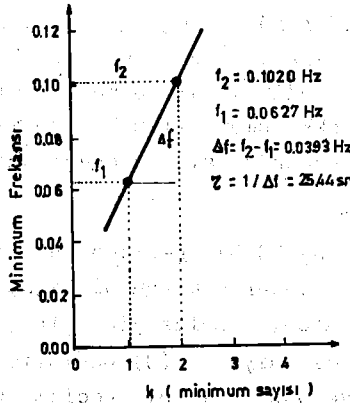
Sonuç olarak, (14) bağıntısından ve şekil 6 dan görüleceği gibi girişmiş sinyalin genlik veya güç spektrumunda izlenen spektral maksimum ve minimum frekansları doğrudan doğruya gecikme zamanını vermektedir. Buna karşılık (14) bağıntısında gerek maksimum gerekse minimumların karşı geldiği frekanslar arasındaki adım hep sabit kalmaktadır.  $\Delta f$  bu sabit frekans adımını simgelemek üzere,

$$\Delta f = 1/\tau \quad \text{veya} \quad (15)$$

$$\tau = 1/\Delta f$$

şeklinde dir. Bunun diğer anlamı şudur. Girişmiş sinyalin genlik spektrumunda maksimum ve minimumlar frekans eksenini boyunca  $\Delta f=1/\tau$  aralığı ile sıralanmaktadır.

İşte Flinn ve dig. (1973) tarafından önerilen bir teknikte yalnız, okunan minimum (spektral nulls), frekansları ( $f_{min}$ ) minimum sayılarının fonksiyonu olarak çizilmektedir. Çizimden saptanan doğrunun eğimi şekil 7 deki  $\Delta f$  i veya  $\tau$  gecikme zamanı değerini vermektedir.



Şekil 7. Spektral Sıfırlar (minimumlar) doğrusunun sembolik görünümü.

Şekil 7 de görülen doğruya spektral sıfırlar doğrusu ve eğiminin tersinden gecikme değerini saptamayada Spektral sıfırlar yöntemi adı verilmektedir. Burada spektral sıfırlar doğrusunun çiziminden amaç şudur. Spektruma girebilecek denetlenemiyen unsurlar nedeniyle maksimum ve minimumlar gerçek yerlerinden kayma yapabilir. Ozaman (14) bağıntısı kullanılarak bulunan  $\tau$  gecikme zamanları hatalı olabilir.

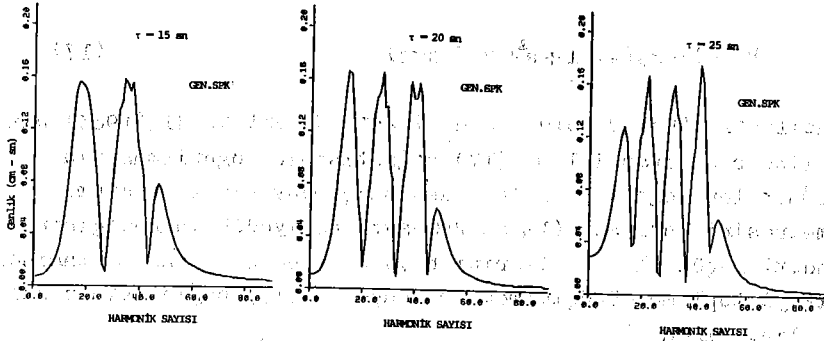
Böyle durumlarda, spektrumda sadece spektral minimumların geliştiği frekanslar ve bunların sayılarının şekil 7 deki doğrusal fonksiyonu çizilir. Eğer okunan minimum frekanslarının bazılarında kayma olmuşsa şekil 7 deki noktalar bir doğru üzerinde sıralanamıyacaklardır. Ancak en az hata ile çizilecek yaklaşık bir doğrunun eğimi yine ortalama bir  $\tau$  gecikme değeri verecektir. Bu yolla bulunan  $\tau$  gecikme zamanı değeri, (14) bağıntısından yararlanarak tek tek maksimum ve minimumların frekanslarından okunarak bulunan, birbirlerine göre hayli değişik düzeydeki  $\tau$  değerlerine oranla daha homojen ve güvenilir olacaktır. Bu önemli bir avantajdır.

Buraya değin açıkladıklarımızı pratik olarak kanıtlamak için bir örnek olarak  $\tau=15,20$  ve  $25$  sn gecikme zamanlı girişime uğramış yapay sinyallerin genlik spektrumlarından (14) bağıntısı yardımıyla ve spektral sıfırlar doğrusunun eğiminden gecikme zamanları (önceden bildiğimiz) hesaplanmıştır. Şekil 8 de bu sinyallerin genlik spektrumu ve alttaki tabloda (14) bağıntısından ve spektral sıfırlar doğrusunun eğiminden bulunmuş gecikme zamanı değerleri görülmektedir.

Şekil 8 deki tablodan görüleceği gibi, bulunan gecikme değerleri gerçek gecikme değerlerine (tablodaki en sol sütunda) çok yakındır. Bu yakınlıkta göstermektedir ki girişime uğramış dispersif, yapay bir sinyalin genlik spektrumundaki maksimum ve minimumların frekanslarından yararlanarak gecikme zamanı değeri saptanabilir.

### 1.2.3 Kepstrum Yöntemi

Bogert, Healy ve Tukey (1963), gecikme zamanını saptayabilmek için güç spektrumu üzerinde lineer olmayan bir yöntemi geliştirdiler. Kepstrum adını verdikleri bu yöntem, temelde yine girişmiş sinyalin güç spektrumundan yararlanmaya dayanıyordu. (8) bağıntısından hatırlanacağı gibi birincil sinyal ve onu belli bir gecikme zamanı ile izleyen ikinci sinyalin toplamı olan  $x(t)$  sinyalinin spektrumu  $X(w)$ ,



HARMONİK SAYISI	FREKANS (Hz)	GENİRLİK (cm-sn)
1	0.0624	256.41
2	0.1248	128.21
3	0.1872	85.47
4	0.2544	64.18
5	0.3168	51.28
6	0.3840	42.76
7	0.4512	36.48
8	0.5184	32.00
9	0.5856	28.80
10	0.6528	26.44
11	0.7200	24.81
12	0.7872	23.67
13	0.8544	22.92
14	0.9216	22.44
15	0.9888	22.16
16	1.0560	22.00
17	1.1232	21.92
18	1.1904	21.92
19	1.2576	21.96
20	1.3248	22.00
21	1.3920	22.04
22	1.4592	22.08
23	1.5264	22.12
24	1.5936	22.16
25	1.6608	22.20
26	1.7280	22.24
27	1.7952	22.28
28	1.8624	22.32
29	1.9296	22.36
30	2.0000	22.40
31	2.0704	22.44
32	2.1408	22.48
33	2.2112	22.52
34	2.2816	22.56
35	2.3520	22.60
36	2.4224	22.64
37	2.4928	22.68
38	2.5632	22.72
39	2.6336	22.76
40	2.7040	22.80
41	2.7744	22.84
42	2.8448	22.88
43	2.9152	22.92
44	2.9856	22.96
45	3.0560	23.00
46	3.1264	23.04
47	3.1968	23.08
48	3.2672	23.12
49	3.3376	23.16
50	3.4080	23.20
51	3.4784	23.24
52	3.5488	23.28
53	3.6192	23.32
54	3.6896	23.36
55	3.7600	23.40
56	3.8304	23.44
57	3.9008	23.48
58	3.9712	23.52
59	4.0416	23.56
60	4.1120	23.60
61	4.1824	23.64
62	4.2528	23.68
63	4.3232	23.72
64	4.3936	23.76
65	4.4640	23.80
66	4.5344	23.84
67	4.6048	23.88
68	4.6752	23.92
69	4.7456	23.96
70	4.8160	24.00
71	4.8864	24.04
72	4.9568	24.08
73	5.0272	24.12
74	5.0976	24.16
75	5.1680	24.20
76	5.2384	24.24
77	5.3088	24.28
78	5.3792	24.32
79	5.4496	24.36
80	5.5200	24.40
81	5.5904	24.44
82	5.6608	24.48
83	5.7312	24.52
84	5.8016	24.56
85	5.8720	24.60
86	5.9424	24.64
87	6.0128	24.68
88	6.0832	24.72
89	6.1536	24.76
90	6.2240	24.80
91	6.2944	24.84
92	6.3648	24.88
93	6.4352	24.92
94	6.5056	24.96
95	6.5760	25.00
96	6.6464	25.04
97	6.7168	25.08
98	6.7872	25.12
99	6.8576	25.16
100	6.9280	25.20

Gecikmeler	Maksimum Frekansları		Minimum Frekansları		Spektral Sıfırlar Doğrusu			
	k	$f_k$ (maks)	$t_k$ (sn)	k		$f_k$ (min)	$\tau_k$ (sn)	
15 sn	1	0.0624	16.02	1	0.1014	14.79	$\tau = 1/\Delta f$ sn	
	2	0.1248	16.02	2	0.1638	15.26		$\Delta f = 0.0624 + \tau = 16.02$ sn
20 sn	1	0.0507	19.72	1	0.0741	20.24	$\Delta f = 0.0507 + \tau = 19.72$ sn	
	2	0.1014	19.72	2	0.1248	20.03		$\Delta f = 0.0468 + \tau = 21.36$ sn
	3	-	-	3	0.1716	20.39		
25 sn	1	0.0468	21.36	1	0.0585	25.64	$\Delta f = 0.0429 + \tau = 23.31$ sn	
	2	0.0819	24.42	2	0.1014	24.65		$\Delta f = 0.039 + \tau = 25.04$ sn
	3	0.1209	24.42	3	0.1404	24.92		

Şekil 8. Üstte 15.20 ve 25 sn gecikmeli girişmiş, yapay sinyallerin FFT tekniğiyle hesaplanmış genlik spektrumları görülmektedir. Altta tablo ise bu spektrumlardan okunmuş spektral maksimum ve minimum frekansları ve (14) bağıntısından yararlanarak ve spektral sıfırlar doğrusunun eğiminden bulunan  $\tau$  gecikme zamanları görülmektedir. Tabloda en sol sütundaki gecikmeler gerçek gecikme değerleridir.



$$X(w) = Y(w) [1 + ae^{-i\omega\tau}] \quad (16)$$

şeklindeydi. Öte yandan  $P_x(w)$  toplam sinyalin güç spektrumunu ve  $P_y(w)$  birincil sinyalin güç spektrumunu göstermek üzere (16) bağıntısı

$$P_x(w) = P_y(w) (1 + a^2 + 2a \cos \omega\tau) \quad (17)$$

biçiminde yazılabilir (bak 9 nolu bağıntı). İşte Bogert ve diğ (1963) nin önerdikleri lineer olmayan işlem (17) bağıntısının logaritmasının alınmasıdır. Önerilen logaritma işleminden amaç bünyesinde gecikme zamanı parametresini taşıyan  $(1 + a^2 + 2a \cos \omega\tau)$  periyodik dalgacığının  $P_y(w)$  üzerindeki küçük olan etkilerini büyütmek hemde frekans ortamındaki çarpımsal etkiyi toplama dönüştürmektir. Sonuçta (17) bağıntısının adi logaritması alındığında

$$\text{Log}(P_x(w)) = \text{Log}(P_y(w)) + \text{Log}(1 + a^2 + 2a \cos \omega\tau) \quad (18)$$

elde olunur.  $a$  değerinin  $0 < a < 1$  aralığında olduğu düşünülürse (18) bağıntısı yaklaşık olarak

$$\text{Log}(P_x(w)) = \text{Log}(P_y(w)) + 2a \cos \omega\tau \quad (19)$$

biçiminde yazılabilir. Sinyalin Kepstrumu ise (19) bağıntısındaki logaritmik güç spektrumunun ters Fourier dönüşümüne eşittir. Bu eşitlik  $C(v)$  Kepstrumu göstermek üzere

$$C(v) = \left| \int_{-\infty}^{\infty} \text{Log}(P_x(w)) e^{i\omega v} \cdot d\omega \right|^2 \quad (20)$$

Biçimindedir. Yani Kepstrum, logaritmik güç spektrumunun, güç spektrumudur (Cohen 1970). Burada  $v$  nin birimi saniye ancak ortam zaman değil, Quefrensy ortamıdır.

Öte yandan Oppenheim ve diğ (1968) diğer Kepstrum türü, Kompleks Kepstrumu, homomorfik dekonvolüsyon olarak lineer olmayan bir süzgeçleme türü olarak tanımladılar. Ancak basit biçimde, Kompleks Kepstrum, sinyalin kompleks (karmaşık) spektrumunun kompleks tabii logaritmasının ters Fourier dönüşümü olarak tanımlanır. Bu tanıma göre (16) bağıntı-

sındaki girişmiş sinyalin kompleks spektrumu gerçel ve sanal bileşenler türünden

$$X(w) = a(w) + ib(w)$$

$$X(w) = \left\{ a(w)^2 + b(w)^2 \right\}^{1/2} e^{i \arctg \left( \frac{b(w)}{a(w)} \right)}$$

$$X(w) = A(w) e^{i\phi(w)} \quad (21)$$

şeklinde yazılabilir. (21) bağıntısının tabii logaritması alınırca,

$$\hat{F}(w) = \ln(A(w)) + i\phi(w) \quad (22)$$

yazılabilir.  $\hat{F}(w)$  nin ters Fourier dönüşümü ise  $F(c)$  kompleks Kepstrumu vereceğinden,

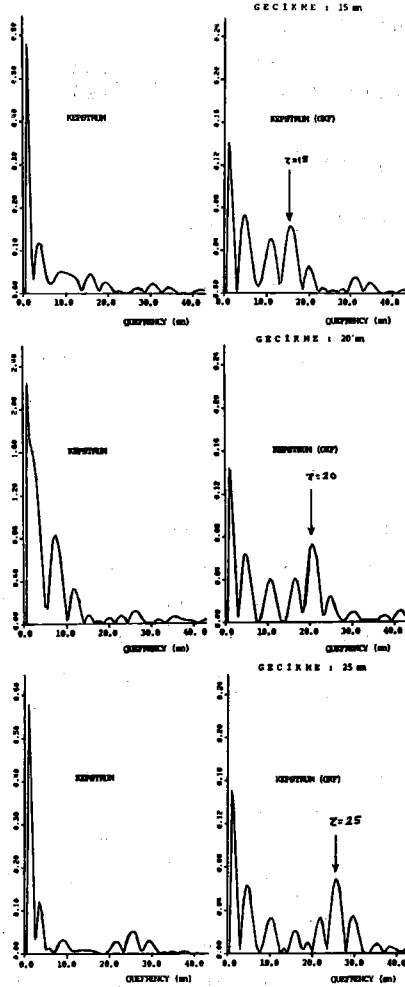
$$F(c) = \int_{-\infty}^{\infty} \hat{F}(w) e^{iwc} \cdot dw \quad (23)$$

bağıntısı yazılabilir. Burada  $c$  nin birimi yine saniye olup ortam yine Quefrensy ortamıdır. Kompleks Kepstrumu, klasik Kepstrumdan ayıran en önemli özellik adi logaritma yerine kompleks tabii logaritma alınmasıdır. Zira (22) bağıntısından görüleceği gibi kompleks tabii logaritmanın alınması faza ilişkin bilgileri de taşımaktadır.

Halbuki klasik Kepstrum hesaplamasında, direkt güç spektrumuna geçilerek faza ilişkin bilgiler yok edilerek logaritma alınmaktadır. Faz ilişkilerinin vazgeçilmez önemde olduğu sinyallerde bu yolu seçmek yetersiz kalabilir. Ancak güvenilir Kompleks Kepstrum elde edebilmek için (22) bağıntısındaki  $\phi(w)$  faz spektrumunun sürekli olması (unwrapped) zorunludur.

Bilindiği gibi  $\arctg$  fonksiyonundaki  $\pi/2$  deki süreksizlikler faz eğrisinde sıçramalara neden olmakta ve sürekliliği bozmaktadır. Bu sürekliliği sağlamak için Schafer(1969), Stoffa ve dig(1974) ve Tribolet(1977) değişik yöntemler geliştirmişlerdir. Öte yandan klasik Kepstrum tekniği Oppenheim(1965) ve Schafer(1969) tarafından deniz sismığindeki dekonvolüsyon problemine uygulanmıştır. Yine Ulrych(1971,1972) aynı yöntemle telesismik uzaklıktaki olayların kaynak fonksiyonlarını saptamıştır. Bizde klasik Kepstrum yöntemini, girişmiş, dispersif, yapay

sinyallerde gecikme zamanını ne düzeye kadar saptayabildiğini görmek için kullandık.Şekil 9 da, 15,20 ve 25 sn gecikmeli girişmiş sinyal lerin Kepstrum grafikleri görülmektedir.



Şekil 9. 15,20 ve 25 sn gecikmeli girişmiş, yapay sinyallerin Kepstrum grafikleri.Kepstrum(OKF) otokorelasyon fonksiyonundan hesaplanmış GÜÇ spektrumundan hesaplanan Kepstrumdur.

Burada klâsik Kepstrum iki değişik yoldan hesaplanmıştır. Birinci tür hesaplamada genlik spektrumunun karesinden bulunan güç spektrumu kullanılarak Kepstrum hesaplanmıştır. İkinci tür hesaplamada ise, otokorelasyon fonksiyonunun kosinüs dönüşümünden bulunan güç spektrumu kullanılarak Kepstrum (OKF) hesaplanmıştır. Şekil 9 dan görüleceği gibi, birinci tür yolla hesaplanan Kepstrum beklenen gecikmelerde (Quefrensy'lerde) güvenilir seçkinlikte doruk verememişlerdir. Ancak otokorelasyon fonksiyonundan bulunan Kepstrum (Kepstrum (OKF)) değerleri, her üç gecikme değeri 15, 20 ve 25 sn için beklenen doğrulukları kolaylıkla seçilebilir düzeyde vermiştir.

Nevar ki bu yolla bulunan Kepstrum bile beklenen gecikmelerde doruklar vermesine rağmen çok yeterlidir denemez. İki değişik yoldan saptanan Kepstrum sonuçlarının bu farklı görüntüsü, modelimizi kurarken yapılan varsayımdan da kaynaklanabilir. Zira kurduğumuz modellerde  $t=0$  anından itibaren bir girişim sözkonusudur. Belkide  $t=0$  anından itibaren gecikme zamanı kadar içinde geç gelen ikinci sinyali barındırmayan bir girişim modelinin Kepstrumunun gecikme zamanını verecek sonuçları, edindiğimiz bu sonuçlardan daha tatminkar çıkabilir.

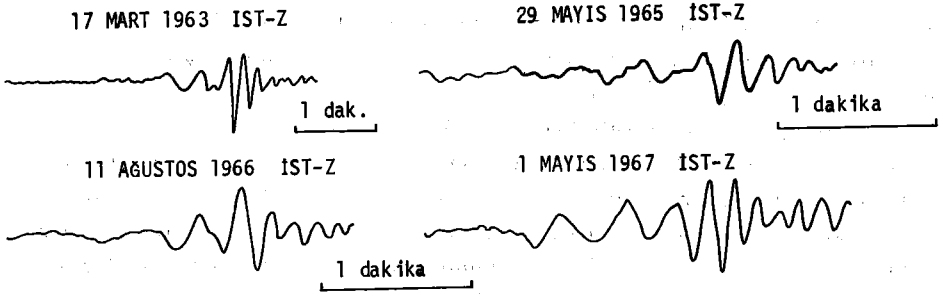
Ancak bu tür bir model, orijinal ilk olayın belli bir gecikmeden sonra yine kendisinin tekrarı demek olduğundan pek gerçekçi değildir. Zira başlangıç bir olayı simgeleyen dispersif bir dalga hareketinin üzerine belli bir zaman gecikmesiyle ikinci olayı simgeleyen ve ilk dispersif dalganın AYNISI bir dalga hareketinin binebileceğini düşünmek sismolojik açıdan inandırıcı değildir. Özellikle modellerimizi, gözlemsel verilere benzeyen gerçekçi bir temele oturtmak zorundaysak ve modelleme sonuçlarına dayalı bir gözlemsel veri analizini amaçlıyorsak, bu inandırıcılığa kesin gereksinimiz vardır.

Ancak, gözlemsel verilere benzeme zorunluluğu olmayan salt kendi başına, değişik varsayımlara göre kurulmuş dispersif yapay veriler üzerinde Kepstrum tekniğinin gücünün ayrıntılı incelenmesi kanımızca çok gereklidir.

## 2. Girişime Uğramış Gözlemsel Yüzeysel Dalgası Trenlerinde Gecikme Zamanının Saptanması

Yapay olarak girişime uğratılmış dispersif dalga trenlerinde gecikme zamanını saptamaya yarayacak değişik yöntemleri denedikten sonra bu yöntemleri gözlemsel veriler üzerinde denedik. Gözlemsel

veri olarak bazı depremlerin uzun periyotlu düşey bileşen sismoğramlarındaki girişime uğramış Rayleigh yüzey dalgaları kullanılmıştır. Şekil 10 da incelediğimiz gözlemsel verileri oluşturan girişim yapmış Rayleigh Yüzey dalgası trenleri görülmektedir.



Şekil 10. Girişime uğramış gözlemsel veri olarak kullanılan İst.(İ.T.Ü.) WSSN istasyonunda kaydedilmiş Rayleigh yüzey dalgası sismoğramları, Z düşey bileşen kaydına simgelemektedir.

Daha sonra şekil 10 da görülen gözlemsel verilerin sırasıyla,

- a) Otokorelasyon fonksiyonları
- b) Genlik ve güç spektrumları
- c) Kepstrumları hesaplanmıştır.

Otokorelasyon fonksiyonları hesaplanırken Lag boyu olarak tüm veri boyu alınmıştır. Genlik ve güç spektrumları hesaplanırken birden fazla yol denenmiştir. İlk adımda Hızlı Fourier Dönüşümü (FFT) tekniği ile genlik spektrumu (GEN.SPK), bunun karesi alınarak bulunan güç spektrumu (GÜÇ.SPK), ardından otokorelasyon fonksiyonunun kosinüs dönüşümünden bulunan güç spektrumu (OGÜÇ.SP) ve Maksimum Entropili güç spektrumu (Max.ENT.SP) hesaplanmıştır.

Genlik ve Güç spektrumları hesaplanırken zaman serisi, Hızlı Fourier Dönüşümü ile frekans ortamına taşınırken yüksek frekanslara olan enerji sızıntısını önlemek (Bendat ve Piersol 1971) ve bir yerde yuvarlatılmış spektrum elde etmek için ham veri Taper edilmiştir. Taper (Tıraşlama) işleminde zaman serisi başından ve sonundan tüm veri boyunun % 10 u kadar uzunluktaki bir Kosinüs penceresinden geçirilmiştir. Maksimum Entropili Güç spektrumu hesapla-

malarında ise önkestirme-yanılgı süzgecinin(prediction error filter) boyu, toplam veri boyunun % 35 i ile % 65 i arasında her veri için değişik uzunluklarda alınmıştır(Chen ve Stegen 1974, Ulrych ve Bishop 1975, Courtilot ve dig.1977).

Bu 4 ayrı yolu denememizin nedeni girişmiş sinyalin genlik ve güç spektrumunda gözlenecek spektral minimum ve maksimumların yerlerinin hatasız saptanması amacına dayanıyordu.Model çalışmalarımızdaki deneyimlerimizden hatırlanacağı gibi, spektrumdaki maksimum ve minimumların frekansları güvenilir biçimde saptanabilirse, bulunacak gecikme zamanında güvenilir olacaktır.

Sonuç olarak 4 karakteristik gözlemsel Rayleigh yüzey dalgası (girişime uğramış) için, değişik spektrum teknikleri denenerek, spektral minimum ve maksimumların geliştiği frekansların kuşkusuz biçimde saptanması sağlanmış ve her veri için bir gecikme zamanı paketi hazırlanmıştır.Bu pakette bir yanda verinin otokorelasyon fonksiyonu diğer yanda 4 ayrı yoldan bulunmuş genlik ve güç spektrumu değerlerini frekansın fonksiyonu olarak veren bir tablo sunulmuştur.

Ayrıca spektrumlarda karar verdiğimiz maksimum ve minimum frekanslarının sayısı  $k$  ve  $\tau$  gecikme zamanını,  $f_k(\min)$  minimum frekanslarını,  $f_k(\max)$  maksimumların frekanslarını göstermek üzere,

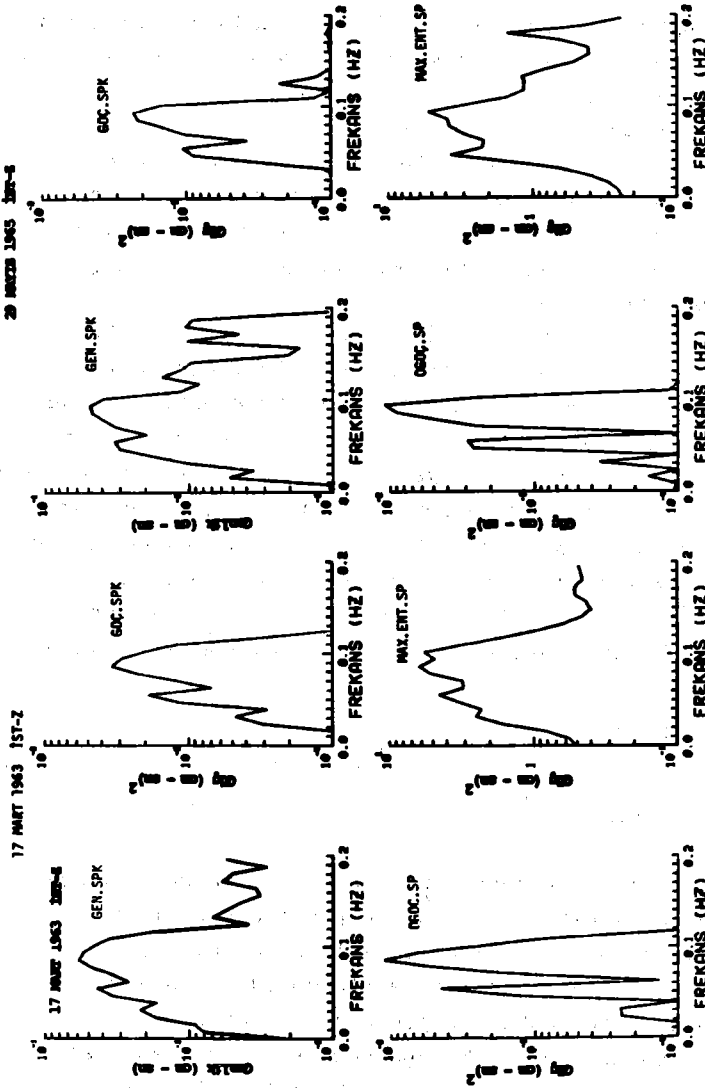
$$f_k(\min) = \frac{2k-1}{2\tau}$$

ve  $k = 0, 1, 2, 3 \dots$  (24)

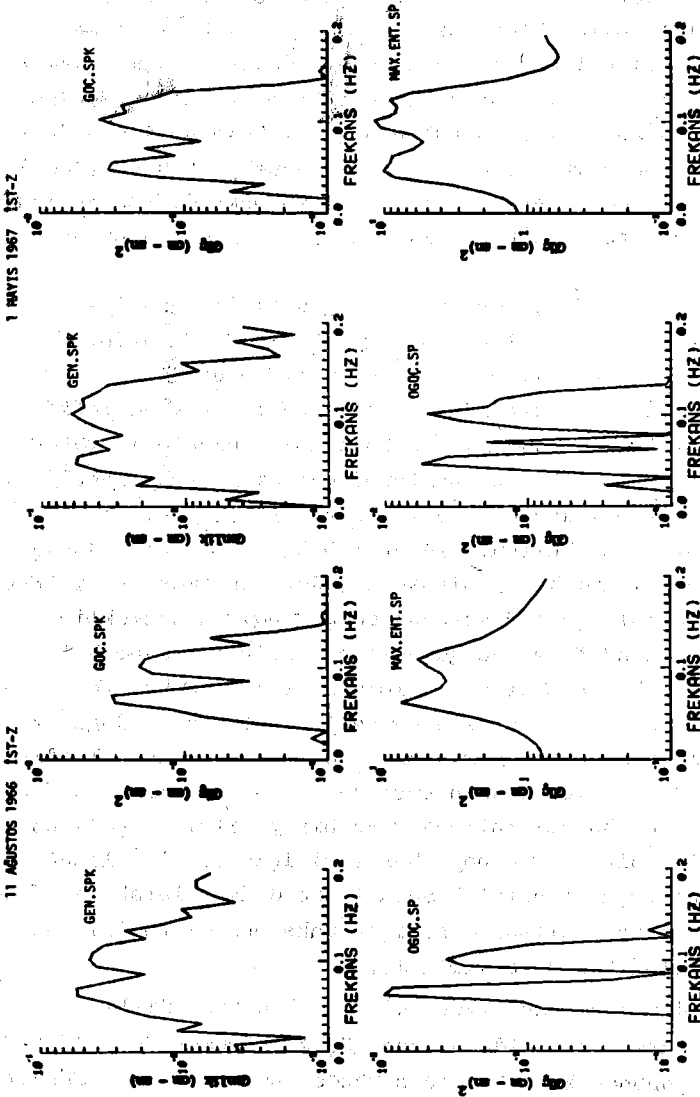
$$f_k(\max) = \frac{k}{\tau}$$

bağıntısı ve spektral sıfırlar doğrusunun eğiminden bulunan gecikme zamanı  $\tau$  yu veren ayrı bir tablo daha bu pakette yer almaktadır. Bu pakete ilaveten yine bu 4 gözlemsel verinin Kepstrumları hesaplanmıştır.Kepstrum hesaplamalarında model çalışmalarda edinilen deneyimler sonucu sadece, otokorelasyon fonksiyonunun kosinüs dönüşümünden hesaplanan güç spektrumu kullanılarak Kepstrum değerleri hesaplanmıştır.

Şekil 11 ve Şekil 12 de bu 4 karakteristik gözlemsel verinin 4 ayrı yoldan hesaplanmış genlik ve güç spektrumları görülmektedir. Şekillerden görüleceği gibi spektrumlarda ard arda sıralanmış maksimum ve minimumlar, spektrumu etkin biçimde modülasyona uğratmışlardır.



Şekil 11. Şekil 10 da görülen 17.3.1963 ve 29.5.1965 tarihli gözlemsel verilerin 4 ayrı yoldan bulunmuş spektrumları. GEN.SPK genlik spektrumunu, GÜÇ.SPK genlik spektrumunun karesinden bulunan güç spektrumunu, OGÜÇ.SP oto-korelasyon fonksiyonundan bulunan güç spektrumunu ve Max.Ent.SP maksimum entropili güç spektrumunu göstermektedir.



Şekil 12. 11.8.1966 ve 1.5.1967 tarihli gözlemler verilerin 4 ayrı yoldan bulunmuş spektrumları. GEN.SP.K genlik spektrumunu, GÜÇ.SP.K genlik spektrumunun karesinden bulunan güç spektrumunu, OGÜÇ.SP otokorelasyon fonksiyonundan bulunan güç spektrumunu ve Max.Ent.Sp maksimum entropili güç spektrumunu göstermektedir.



Ayrıca 4 ayrı spektrumda da izlenen spektral maksimum ve minimumların karşı geldikleri frekanslar arasında da mükemmel bir uyum vardır. Bu uyum gecikme zamanının saptanmasında, doğru seçilmiş spektral minimum ve maksimum frekansları nedeniyle yüksek bir güvenilirlik sağlayacaktır.

Ancak 4 gözlemsel verinin genlik ve güç spektrumlarının hepsinde gözden kaçmayan şu iki nokta bütün şekillerde kendini belli etmektedir. Bunlardan ilki, maksimum entropili spektrumdaki düşük ayırlılıktır. Şöylesineki bu teknikte hesaplanmış spektrumdaki maksimum ve minimumların yerleri gerçi diğer yollarla bulunan spektrumlardakilere tamamen uymaktadır ancak, maksimum ve minimumların genel görüntü içindeki etkinliği, diğer spektrumdakilere oranla zayıf kalmaktadır. Bu zayıf kalış hala önemini sürdüren "Önkestirme yanılğı süzgecinin boyu" ile ilgilidir.

Bilindiği gibi bu süzgecin, her veriye özgün biçimde en iyi spektral içeriği verecek bir kritik uzunluğu vardır ve bu uzunluk veri boyunun yüzdesi olarak anılır. Ancak bu kritik uzunluktan daha kısa süzgeç boyu seçilince spektrumdaki bazı doruklar yok edilerek adeta spektrum yuvarlatılmaktadır. Aksine bu kritik uzunluktan daha uzun süzgeç boyu seçilince, bu kez spektruma gerçek frekans içeriği ile ilişkisi olmayan yalancı doruklar eklenmektedir. Dolayısı ile Maksimum entropili spektrumu kullanırken asıl olan, belli bir süzgeç boyundan başlayarak belli adımlarla bir süzgeç boyu taraması yapılarak veri için optimal spektral içeriği verecek süzgeç boyunu seçmektir.

Bu oldukça zaman alan fakat en güvenilir tercihtir. Nevar ki bizim burada bu yöntemi kullanmaktan amacımız bu tekniğin her veri için ayırlılığın irdelenmesi değil, sadece başka yöntemlerle bulduğumuz spektral minimum ve maksimumların yerlerinin doğru olup olmadığını bu yöntemlede sınamaktı. Bir yerde daha başından bu ayırlılık farkının oluşacağını bile bile bu yöntemi kullandık ve bir yanılğı süzgeci boyu taraması yapmadan belli bir süzgeç boyu (her veri için ayrı) kullanarak maksimum entropili spektrum hesapladık. Sonuçta da doğal olarak yeterince irdelenmemiş süzgeç boyları kullanıldığı için maksimum entropili spektrumda düşük bir ayırlılık elde edilmiştir.

Spektrumlarda gözden kaçmayan diğer ikinci nokta ise, Hızlı Fourier dönüşümünün karesinden elde olunan güç spektrumu (GÜÇ.SP) ile otokorelasyon fonksiyonunun kosinüs dönüşümünden bulunan güç spektrumu (OGÜÇ.SP) arasındaki ayırlılık farkıdır. Hızlı Fourier dönüşümünün

karesinden bulunan güç spektrumu, kosinüs penceresinden geçirilmiş zaman serisinin frekans ortamına dönüştürülmesinden saptandığı için, alınan veri boyunun frekans ayırlılığı ve kullanılan pencere fonksiyonunun yuvarlatmaya olan etkisi gibi faktörlerin kontrolunda kalmaktadır. Halbuki otokorelasyon fonksiyonundan bulunan güç spektrumunda kullanılan veri boyu ilk hesaplamaya oranla daha uzundur ve bir pencereleme yapılmamıştır. Şöylesine ki orijinal zaman serisinin otokorelasyon fonksiyonu tüm veri boyuna eşit boyda Lag(kayma zamanı) için hesaplanmış ve bir pencereden geçirilmeden kosinüs dönüşümü alınarak güç spektrumu hesaplanmıştır. Dolayısı ile Lag'ın tüm veri uzunluğu kadar alınması ve otokorelasyon fonksiyonunun çift olma özelliğinden ötürü orijinal verinin iki katına çıkarılması veri boyunun ilk hesaplamaya oranla daha uzun olmasını sağlamıştır.

Sonuçta ilk hesaplamaya oranla iki misli uzatılmış orijinal veriden hesaplanmış ve pencereden geçirilmemiş güç spektrumunun ayırlılığı daha yüksek olmuştur. Ancak vurgulamak gerekir ki burada ayırlılığı etkileyen faktör pencere kullanılmasından ziyade hesaplamaya giren veri uzunluğunun farklı oluşudur.

Şekil 13 den şekil 18 e kadar bu gözlemsel verilerin gecikme zamanının ortalama değerini veren yukarıda sözünü ettiğimiz gecikme zamanı paketleri ve otokorelasyondan gidilerek bulunmuş Kepstrum grafikleri görülmektedir. Gecikme zamanı paketlerinde RAD.SPK diye verilen değerler, incelenen yüzey dalgasının Radyal bileşenin genlik spektrumu değerleridir. Diğer spektral genlik ve güç değerleri hatırlanacağı gibi düşey bileşen(Z) kaydının spektrumundan elde olunan değerlerdir.

Ayrıca yine bu pakette görülen grup hızı verileri adı verilen bölüm, incelenen Rayleigh yüzey dalgalarının ardışık süzgeçleme yöntemi ile bulunmuş Grup Hızı eğrisinden saptanan spektral minimum (konturların parçalandığı) ve maksimumların(konturların kapandığı) karşı geldiği frekansları içermektedir.

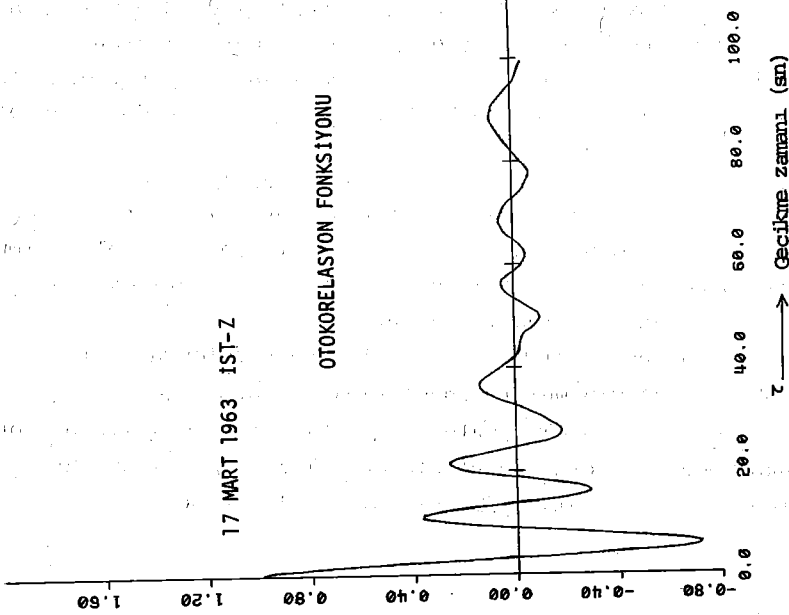
Gecikme zamanı paketini veren şekillerden görüldüğü gibi, spektral maksimum ve minimum frekanslarını okuyarak ve spektral sınırlar doğrusunun eğiminden bulunan gecikme zamanları ile otokorelasyon fonksiyonu sonuçları birlikte değerlendirildiğinde büyük bir uyum görülmektedir. Bu uyumu Kepstrum için söylemek zordur.

17 MART 1963 İST-Z

FREKANS (Hz)	GEN. SPK	GÜÇ. SPK	GÜÇ. SPK	OGÜÇ. SP	MAX. ENT
0.00000	0.00211	0.00000	0.00000	0.00000	0.50202
0.00781	0.00811	0.00007	0.00007	0.00008	0.56498
0.01563	0.00929	0.00009	0.00009	0.00000	0.62345
0.02344	0.01750	0.00031	0.00031	0.00025	1.63141
0.03125	0.02179	0.00047	0.00047	0.00025	2.49245
0.03906	0.01695	0.00029	0.00029	0.00007	2.29879
0.04688	0.03395	0.00115	0.00115	0.00139	3.20928
0.05469	0.04363	0.00190	0.00190	0.00447	4.51058
0.06250	0.02647	0.00070	0.00070	0.00014	3.07608
0.07031	0.03436	0.00118	0.00118	0.00134	3.10815
0.07813	0.04805	0.00231	0.00231	0.00501	5.19415
0.08594	0.05827	0.00340	0.00340	0.01109	6.18162
0.09375	0.05438	0.00296	0.00296	0.00646	4.86808
0.10156	0.04537	0.00206	0.00206	0.00231	5.69914
0.10938	0.03586	0.00129	0.00129	0.00086	3.21075
0.11719	0.01702	0.00029	0.00029	0.00005	1.61971
0.12500	0.00385	0.00001	0.00001	0.00002	0.95140
0.13281	0.00684	0.00005	0.00005	0.00002	0.61320
0.14063	0.00557	0.00003	0.00003	0.00000	0.45423
0.14844	0.00449	0.00002	0.00002	0.00001	0.40223
0.15625	0.00321	0.00001	0.00001	0.00000	0.43046
0.16406	0.00342	0.00001	0.00001	0.00000	0.51701

17 MART 1963 İST-Z

OTOKORELASYON FONKSİYONU



Şekil 13. 17.3.1963 tarihli gözlemsel veriye ilişkin hesaplanmış gecikme zamanı paketi (açıklama için metne bakınız).

SPEKTRUM VERİLERİ						GRUP HIZI VERİLERİ					
Max. Frekans			Min. Frekans			Max. Frekans			Min. Frekans		
k	f <sub>k</sub>	τ <sub>k</sub>	k	f <sub>k</sub>	τ <sub>k</sub>	k	f <sub>k</sub>	τ <sub>k</sub>	k	f <sub>k</sub>	τ <sub>k</sub>
1	0.054	18.5	1	0.062	24				1	1/15	22
2	0.085	23.5				2	1/11	22			
OTOKORELASYON VER.											
τ = ?											
Ortalama Gecikme : 20-22 sn											
RADYAL											

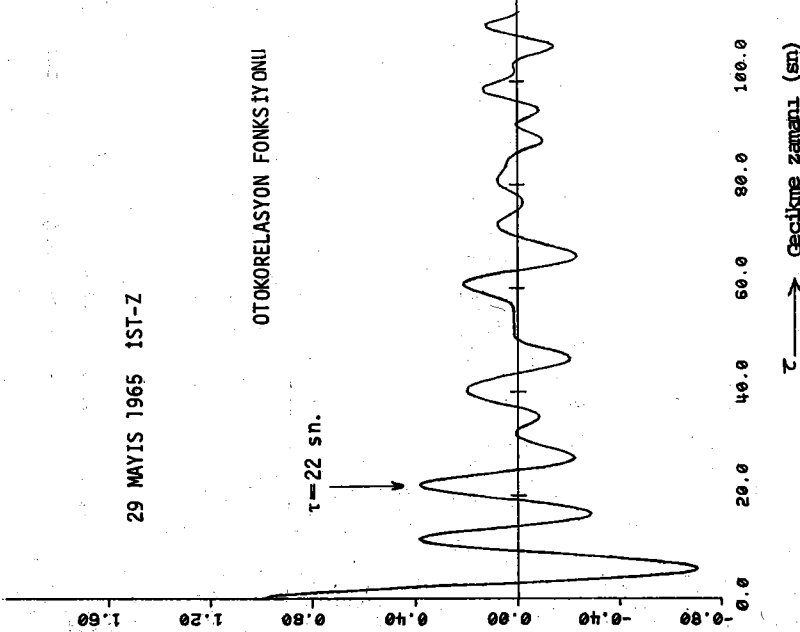
29 MAYIS 1965 İST-Z

FREKANS (Hz)	GEN. SPK	GÜÇ. SPK	ÖÇÜŞ. SP	MAX. ENT	RAD. SPK
0.00000	0.00104	0.00000	0.00011	0.25149	0.00021
0.00731	0.00105	0.00000	0.00002	0.25409	0.00106
0.01563	0.00523	0.00003	0.00016	0.29310	0.00463
0.02344	0.00359	0.00001	0.00004	0.39969	0.00453
0.03125	0.01013	0.00010	0.00035	0.64861	0.00337
0.03906	0.01786	0.00032	0.00093	1.47115	0.01300
0.04688	0.02994	0.00090	0.00264	3.64630	0.01300
0.05469	0.03260	0.00106	0.00289	2.23227	0.01489
0.06250	0.01960	0.00035	0.00095	2.17350	0.00742
0.07031	0.03183	0.00101	0.00237	3.01323	0.00730
0.07813	0.03858	0.00149	0.00493	3.76077	0.1301
0.08594	0.04635	0.00215	0.00905	3.89932	0.02940
0.09375	0.04822	0.00233	0.01036	5.24670	0.01448
0.10156	0.03863	0.00150	0.00259	2.87678	0.01920
0.10938	0.01147	0.00013	0.00012	1.51059	0.01535
0.11719	0.00847	0.00007	0.00000	1.14748	0.00799
0.12500	0.01506	0.00023	0.00003	1.14610	0.00425
0.13281	0.01119	0.00013	0.00002	1.17063	0.00941
0.14063	0.00953	0.00009	0.00001	0.78449	0.00623
0.14844	0.00204	0.00000	0.00000	0.50801	0.00454
0.15625	0.00169	0.00000	0.00000	0.40374	0.00085
0.16406	0.01010	0.00010	0.00001	0.41641	0.00306

29 MAYIS 1965 İST-Z

OTOKORELASYON FONKSİYONU

$\tau = 22$  sn.



SPEKTRUM VERİLERİ						GRUP HIZI VERİLERİ					
Max. Frekansı		Min. Frekansı		Max. Frekansı		Min. Frekansı		Max. Frekansı		Min. Frekansı	
k	f <sub>k</sub>	τ <sub>k</sub>	k	f <sub>k</sub>	τ <sub>k</sub>	k	f <sub>k</sub>	τ <sub>k</sub>	k	f <sub>k</sub>	τ <sub>k</sub>
1	0.054	18.5	1	0.062	24.0				1	1/16	24
2	0.093	21.5	2	0.117	21.3						
OTOKORELASYON VER.											
$\tau = 22$ sn											
Ortalama : 22 sn											
Gecikme											

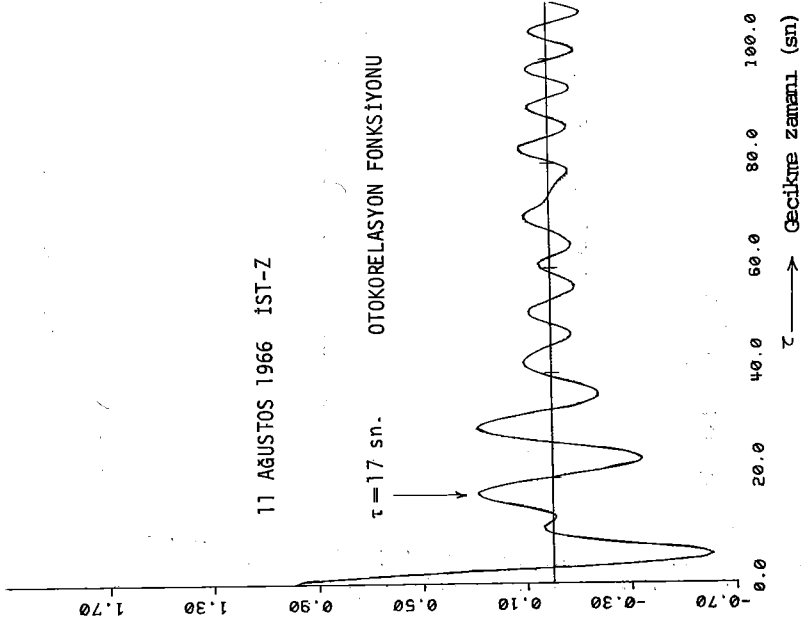
Şekil 14. 29.5.1965 tarihli gözlemsel veriye ilişkin hesaplanmış gecikme zamanı paketi (açıklama için metne bakınız).

## 11 AGUSTOS 1966 İST-Z

FREKANS (HZ)	GEN. SPK	CÜC. SPK	OCUÇ. SP	MAX. ENT	RAD. SPK
0.00000	0.00421	0.00002	0.00002	0.77581	0.00167
0.00781	0.00448	0.00002	0.00001	0.79365	0.00941
0.01563	0.00148	0.00000	0.00002	0.85965	0.00646
0.02344	0.01137	0.00013	0.00003	0.98352	0.00379
0.03125	0.00274	0.00006	0.00007	1.20402	0.01013
0.03906	0.01722	0.00030	0.00006	1.60815	0.01379
0.04688	0.02669	0.00071	0.00000	2.48374	0.02380
0.05469	0.03498	0.00122	0.00111	4.48307	0.02604
0.06250	0.05520	0.00305	0.01005	7.64421	0.03465
0.07031	0.05626	0.00317	0.00877	5.48935	0.03135
0.07813	0.03108	0.00097	0.00028	4.04377	0.02566
0.08594	0.01891	0.00036	0.00003	3.68391	0.01421
0.09375	0.04085	0.00167	0.00274	3.97813	0.01894
0.10156	0.04583	0.00206	0.00370	4.94855	0.01560
0.10938	0.04386	0.00188	0.00231	5.78402	0.01170
0.11719	0.03586	0.00139	0.00096	4.36322	0.01037
0.12500	0.01876	0.00035	0.00000	2.86076	0.01081
0.13281	0.02591	0.00067	0.00014	2.06199	0.00782
0.14063	0.01398	0.00020	0.00000	1.62078	0.00903
0.14844	0.00910	0.00003	0.00000	1.32804	0.00639
0.15625	0.01051	0.00011	0.00001	1.18628	0.00085
0.16406	0.00447	0.00002	0.00000	1.06190	0.00271

## 11 AGUSTOS 1966 İST-Z

## OTOKORELASYON FONKSİYONU

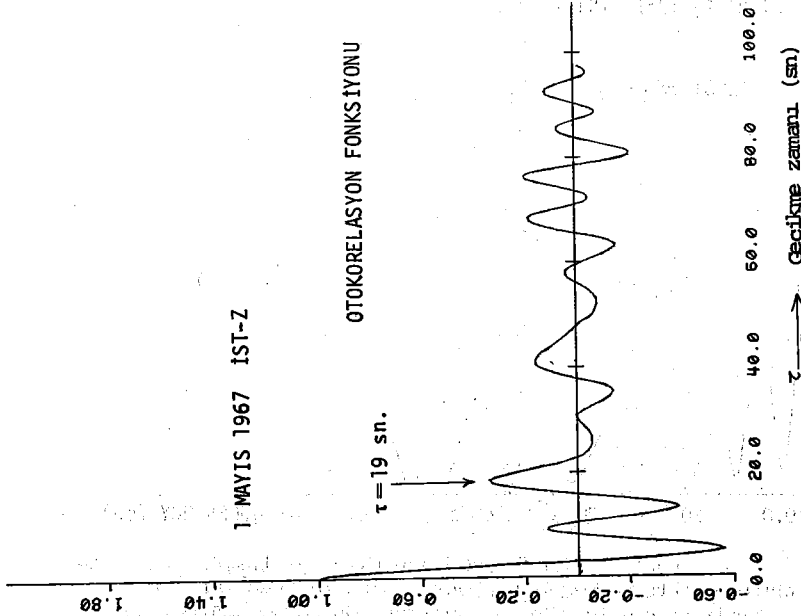


SPEKTRUM VERİLERİ				GRUP HIZI VERİLERİ			
Max. Frekans		Min. Frekans		Max. Frekans		Min. Frekans	
k	f <sub>k</sub>	τ <sub>k</sub>	k	f <sub>k</sub>	τ <sub>k</sub>	k	f <sub>k</sub>
1	0.062	16	1	0.085	17.6	1	1/12
OTOKORELASYON VER.							
τ = 17 sn							
Ortalama : 17 sn							
Gecikme							

Şekil 15. 11.8.1966 tarihli gözlemlenmiş gecikme zamanı paketi (açıklama için metne bakınız).

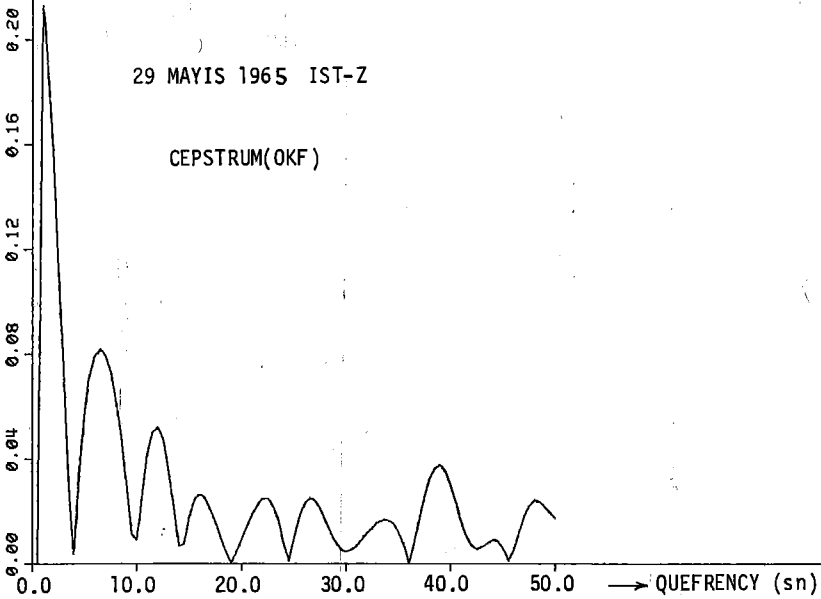
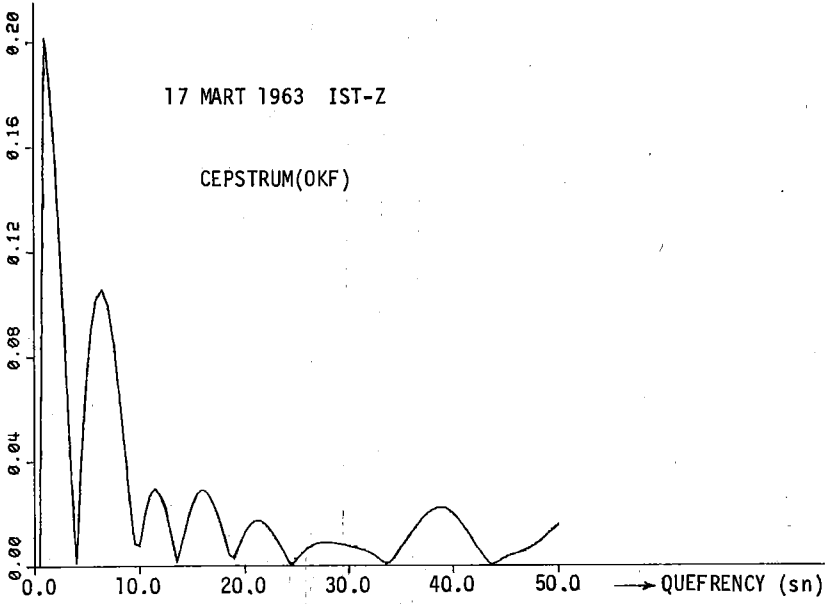
1 MAYIS 1967 İST-Z

FREKANS (HZ)	GEN. SPK	GÜÇ. SPK	OGÜÇ. SP	MAX. ENT	RAD. SPK
0.00000	0.00103	0.00000	0.00000	1.15890	0.00210
0.00781	0.00531	0.00003	0.00006	1.22222	0.00272
0.01563	0.00813	0.00001	0.00001	1.45207	0.00328
0.02344	0.02187	0.00048	0.00039	2.02316	0.00681
0.03125	0.01666	0.00038	0.00001	3.57831	0.01029
0.03906	0.03993	0.00159	0.00093	8.47550	0.01305
0.04688	0.05787	0.00335	0.00532	10.11030	0.02225
0.05469	0.05601	0.00314	0.00367	9.18645	0.02782
0.06250	0.03443	0.00116	0.00013	0.74267	0.01275
0.07031	0.04305	0.00185	0.00193	0.30890	0.06317
0.07813	0.02769	0.00077	0.00002	3.37210	0.02771
0.08594	0.03953	0.00157	0.00107	6.35456	0.03458
0.09375	0.05167	0.00267	0.00293	10.50611	0.04541
0.10156	0.06192	0.00383	0.00504	11.62831	0.05249
0.10938	0.05013	0.00251	0.00190	8.49680	0.02923
0.11719	0.05193	0.00270	0.00157	8.17010	0.02316
0.12500	0.04083	0.00167	0.00077	9.10214	0.01090
0.13281	0.04425	0.00117	0.00011	6.30368	0.01352
0.14063	0.01504	0.00023	0.00001	2.64718	0.01220
0.14844	0.00811	0.00007	0.00001	1.34472	0.00358
0.15625	0.01064	0.00011	0.00000	0.83636	0.00940
0.16406	0.00219	0.00000	0.00001	0.65994	0.00618

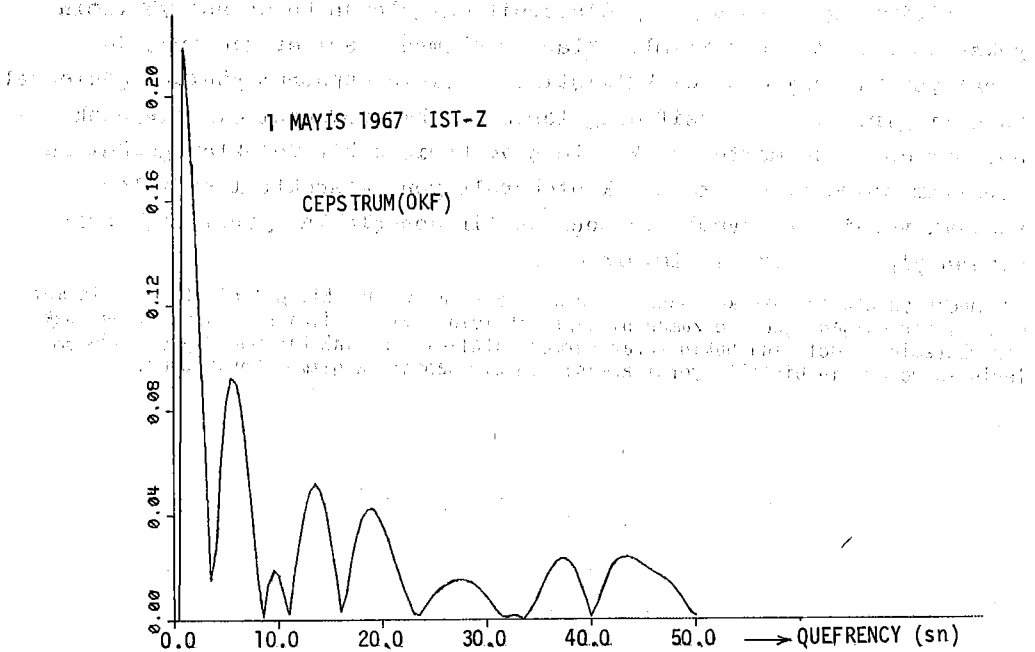
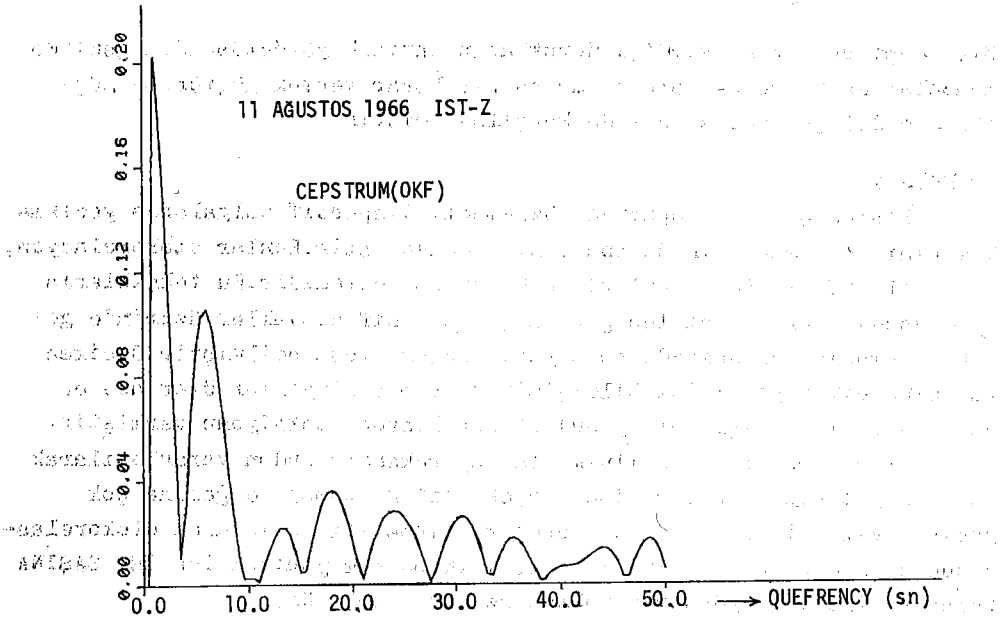


Şekil 16. 1.5.1967 tarihli gözlemsel verinin gecikme zamanı paketi (açıklama için metne bakınız).

SPEKTRUM VERİLERİ				GRUP HIZI VERİLERİ			
Max. Frekanslı	Min. Frekanslı	Max. Frekanslı	Min. Frekanslı	Max. Frekanslı	Min. Frekanslı	Max. Frekanslı	Min. Frekanslı
k	$f_k$	$\tau_k$	k	$f_k$	$\tau_k$	k	$f_k$
1	0.045	21.7	1	0.078	19.2	1	1/19
2	0.101	19.8				2	1/9
OTOKORELASYON VER.							
$\tau = 19$ sn.							
Ortalama : 19 sn							
Gecikme							



Şekil 17. 17.3.1963 ve 29.5.1965 tarihli gözlemsel verilerin Kepstrum egrileri. Kepstrum(OKF), otokorelasyon fonksiyonunun kosinüs dönüşümünden bulunan Güç spektrumundan hesaplanmıştır.



Şekil 18. 11.8.1966 ve 1.5.1967 tarihli gözlemsel verilerin Kepstrum egrileri. Kepstrum(OKF), otokorelasyon fonksiyonunun kosinüs dönüşümünden bulunan Güç spektrumundan hesaplanmıştır.



Zira Kepstrumların verdiği dorukların karışık görüntüsünden gecikme zamanlarına ilişkin yalnız başına bir karar vermek güçtür. Bu güçlkle model çalışmalarında da karşılaşılmıştır.

#### SONUÇLAR.

Girişime uğramış yapay ve gözlemsel, dispersif dalgalarda gecikme zamanını saptamak için üç ana yöntem denenmiştir. Bunlar otokorelasyon, spektral sıfırlar (minimumlar) ve Kepstrum yöntemidir. Bu tekniklerin önce yapay olarak üretilen girişmiş dispersif sinyaller üzerinde gecikme zamanını ne düzeyde saptayabildikleri test edilmiştir. Gecikme zamanına ait özgeçmişini bildiğimiz bu yapay sinyaller üzerinde en etkin ayırıcılığı (rezolüsyonu) otokorelasyon fonksiyonu vermiştir.

Spektral maksimum ve minimumların frekanslarından yararlanılarak bulunan gecikme zamanları ise gerçek gecikme zamanı değerine çok yakın sayılabilecek değerler vererek ayırıcılık açısından otokorelasyonun ardından ikinci sırayı almıştır. Kepstrum yöntemi ise TEK BAŞINA karar verilebilir yöntem olmaktan uzak görünmüştür.

Girişime uğratılmış yapay dispersif dalgalarda bu üç ana yöntemin yukarıda belirtilen ayırıcılıkları gözlemsel veriler üzerinde de aşağı yukarı aynı düzeyde kalmıştır. Özellikle Kepstrum yöntemi gözlemsel kökenli girişmiş dispersif dalgalarda gecikme zamanını simgeleyecek net bir doruk vermekten uzak kalmış ve karışık bir doruklar görüntüsü sergilemişlerdir. Buna karşılık otokorelasyon ve spektral sıfırlar yöntemi verdikleri uyumlu ve seçilebilir sonuçlarla ayırıcılık açısından yine ilk sırayı almışlardır.

Ancak şu noktayı bir kez daha vurgulamakta yarar vardır ki, dispersif ve girişime uğramış bir dalgada gecikme zamanını saptamak için, ayırıcılığı ne olursa olsun tek bir yöntemin sonuçlarına bakıp karar vermek hatalıdır. Mutlak biçimde değişik yöntemlerin sonuçlarının birlikte yorumlanması ile bir saptamaya gitmek zorunludur.

## R E F E R E N C E S

- Alsop, L.E., 1966, Transmission and reflection of Love waves at vertical discontinuity. *Journ. Geophys. Res.* 71, 3969-3984.
- Antssey, N.A., 1964, Correlations techniques-a review. *Geophysics Prospect.* 12, 355-382.
- Backus, M.M., 1966, Teleseismic Signal extraction. *Procc. Roy. Soc. London. Sev. A* 290, 343-367.
- Bendat, S.J., and G.A. Piersol., 1971, *Random Data Analysis and Measurement procedures.* John Wiley and Sons-Interscience, New-York.
- Berg, E., 1975, Rayleigh waves from high-gain long-period stations: signal extraction, amplitude determination and separation of overlapping wave trains. *Bull. Seism. Soc. Am.* 65, 1761-1788.
- Bogert, B.P., B.P., M.J. Healy, and J.W. Turkey, 1963, The Quefrequency Analysis of Time series for Echoes: Cepstrum, Pseudo-Autocovariance, Cross-Cepstrum and Saphe cracking, in proceeding of the symposium on Time series Analysis. Ed. M. Rosenblatt. John. Wiley and Sons, Inc, Nev-York.
- Buchbinder, G.G.R., 1968, Amplitude spectra of  $P_c$ ,  $P$  and  $P$  phases. *Bull. Seism. Soc. Am.* 58, 1797-1819.
- Canitez, N., 1977, Optimum filter for surface wave group velocity determination. *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 79-85.
- Capon, J., 1969, High-resolution frequency-wave number spectrum analysis. *Proc. IEEE.* 57, 1408-1418.
- Capon, J., 1970, Analysis of Rayleigh wave multipath propagation at LASA. *Bull. Seism. Soc. Am.* 60, 1701-1731.
- Capon, J., 1971, Comparison of Love and Rayleigh wave multipath propagation at LASA. *Bull. Seism. Soc. Am.* 61, 1327-1344.
- Capon, J. and J.W. Evernden, 1971, Detection of interfering Rayleigh wave at LASA. *Bull. Seism. Soc. Am.* 61, 807-849.
- Capon, J., R.J. Greenfield, and R.T. Lacoss, 1969, Long-period signal processing results for the LASA. *Geophysics* 34, 305-326.
- Chen, W.Y. and G.R. Stegen, 1974, Experiments with maximum entropy power spectra of sinusoids. *Journ. Geophys. Res.* 79, 3019-3022.
- Cohen, T.J., 1969, Determination of source depth by spectral pseudoautocovariance, and Cepstral Analysis, seismic data. Laboratory Report No. 229. Geotech Alexandria Virginia, AD-848100.

- Cohen, T.J., 1970, Source-Depth determinations using spectral pseudoautocorrelation and Cepstral analysis. *Geophys. Journ. Roy. Ast. Soc.* 20, 223-231.
- Courtillet, V., J.L. Mouel, and P.N. Mayud, 1977, Maximum entropy spectral analysis of the geomagnetic activity index over a 107 year interval. *Journ. Geophys. Res.* 82, 2641-2649.
- Ezen, O., 1979, İstanbul (İ.T.Ü.) Deprem İstasyonunda Kaydedilen Sismik Yüzey Dalgalarında Girişim Olaylarının İncelenmesi. Doktora Tezi. Maden Fakültesi Yayını No. 121.
- Frazier, C.W., 1967, Fine structure of Core-Mantle boundary from  $P_c$  - P spectra. Abstract. AGU-Meet, Washington D. C. Apr, 17-20.
- Filson, J., and T.V. Mc Evilly, 1967, Love wave spectra and the mechanism of the 1966 Parkfield sequence. *Bull. Seism. Soc. Am.* 57, 1245-1258.
- Flinn, E.A., T.J. Cohen, and D.W. Mc Cowan, 1973, Detection and analysis of multiple seismic events. *Bull. Seism. Soc. Am.* 63, 1921-1936.
- Mc Garr, A., 1969, Amplitude variations of Rayleigh waves propagation across a continental margin. *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 1281-1305.
- Guha, S.K., 1970, The effect of focal depth on spectra on P waves. I. Theoretical formulation. *Bull. Seism. Soc. Am.* 60, 1437-1456.
- Howell, B.F., P.M. Lavin, R.J. Walson, Y.Y. Cheng, and J.L. Lin, 1967, Method for recognizing repeated pulse sequences in a seismogram. *Journ. Geophys. Res.* 72, 3225-3232.
- Kuo, J.T., and G.A. Thomson, 1963, Model studies on the effect of sloping interface on Rayleigh waves. *Journ. Geophys. Res.* 68, 6178-6196.
- Niazi, M., 1969, Source Dynamics of the Dasth-e-Bayaz Earthquake of August 31, 1968. *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 1843-1861.
- Oppenheim, A.V., 1965, Superposition in a class of non-linear system: Technical Report. 432, MIT, Res. Lab of Electr., 62 pp.
- Oppenheim, A.V., R.W. Schafer, and T.G. Stocham, 1968, Non linear filtering of multiplied and convolved signals. *Proceedings of the IEEE.* 56, 1264 - 1291.
- Pilant, W.L. and L. Knopoff, 1964, Observations of multiple seismic events. *Bull. Seism. Soc. Am.* 54, 19-39.

- Schafer, R.W., 1969, Echo removal by discrete generalized linear filtering. Tech. Report. No. 466. M.I.T. Res. Lab of Elect.
- Stoffa, L.P., B. Peter, and M.G. Bryan, 1974, The application of homomorphic deconvolution to shallow-water seismology-1. Geophysics. 39, 401-416.
- Tribolet, J.M., 1977, A new phase unwrapping algorithm. IEEE. Trans. ASSP-25, 170-177.
- Ulrych, T.J., and T.N. Bishop, 1975, Maximum entropy spectral analysis and autoregressive decomposition. Rev. Geophys. Space. Phys. 13, 183-200.
- Ulrych, T.J., 1971, Application of homomorphic deconvolution to seismology. Geophysics, 36, 4, 650-660.
- Ulrych, T.J., 1972, Homomorphic deconvolution of some teleseismic events. Bull. Seism. Soc. Am, 62, 1253-1265.
- Wu, F.T., 1968, Parkfield earthquake of June 28, 1966, Magnitude and Source mechanism. Bull. Seism. Soc. Am. 58, 689-709.

KUZEY ve DOĞU ANADOLU'DA  
LOVE DALGALARININ DISPERSİYONU ve YERKABUGU YAPISI

Yard.Doç.Dr.Müh.Ülben Ezen<sup>1</sup>

**ABSTRACT:**

In this study the structure of the earth's crust along the Northern and Eastern Anatolia were investigated by studying dispersion characteristics of Love waves recorded at I.T.Ü(WWSSN) earthquake station associated with five earthquakes which are located on Eastern Anatolia.

For this purpose, computed theoretical group velocity curves are compared with observed group velocity curves. The theoretical group velocity curves were computed by the Thomson-Haskell matrix iteration method for half space, elastic-solid and layered crustal model.

Different crustal models are generated with the trial and error technique until finding theoretical curves that fit the observed curves very well. Finally, earth's crust model an average crustal structure beneath the Northern and Eastern Anatolia was obtained after getting a best fit between the observed and theoretical group velocity curves.

This obtained four layered crustal structure has thickness of 38 km.

**ÖZET:**

Bu çalışmada, episantrları Doğu Anadolu'da bulunan 5 depremin I.T.Ü(WWSSN) deprem istasyonunda kaydedilmiş Love dalgalarının dispersiyon özellikleri incelenmek suretiyle Kuzey ve Doğu Anadolu'da yer kabuğu yapısı araştırılmıştır. Bu amaçla Kuzey Anadolu'yu baştan başa kesen yörunge boyunca hesaplanan gözlemsel grup hızı eğrileri, teorik eğrilerle mukayese edilmiştir. Bu mukayeseyi yapabilmek için, yarı-sonsuz, elâstik-katı ve tabakalı bir yer kabuğu modeli için Thomson-Haskell yöntemi ile teorik grup hızı eğrileri hesaplanmıştır. Sinama-yanılma yöntemi ile, gözlemsel eğrilere uyan teorik eğriler elde edilinceye kadar değişik yer kabuğu modelleri üretilmiştir.

Sonuçta, gözlemsel eğrilere en iyi uyan teorik eğriyi veren yer kabuğu modeli, izlenen yörunge boyunca bölgede ortalama yer kabuğu yapısı olarak saptanmıştır. Saptanan bu yer kabuğu yapısı modeli 4 tabakalı olup toplam 38 km kalınlığındadır.

(1) I.T.Ü. Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü

## Giriş

Deprem dalgalarını inceleyerek yer kabuğunun tabakalı yapısını araştırmak mümkündür. Günümüzde yapılan sismolojik çalışmalar, yer kabuğunun gerek geometrik (tabaka kalınlıkları ve tabakalar arası ilişkiler) gerekse elastik (Lame sabitleri, yoğunluk ve dolayısıyla dalga hızları) özelliklerinin kısa mesafelerde hissedilir değişimler gösterdiğini ortaya koymuştur. Sözü edilen sismolojik çalışmalar çoğu zaman geçilen ortam içindeki cisim dalgalarının seyahat zamanlarının incelenmesi ve yüzey dalgalarının dispersiyon özelliklerinin araştırılmasıyla mümkün olabilmektedir.

Yüzey dalgalarının dispersiyon özellikleri doğrudan doğruya tabakalı ortamın geometrik ve elâstik parametrelerine bağlı olduğundan, sismolojide Love ve Rayleigh dalgalarının grup ve faz hızlarının incelenmesi uzun yıllar bu amaçla kullanılmıştır. Bu amaçtan esinlenerek Canitez (1969) yüzey dalgalarının dispersiyonundan yararlanarak Anadolu ve çevresinde yer kabuğunun yapısını incelemiştir. Bu incelemesinde Canitez (1969), Kuzey ve Güney Ege denizi ile Anadolu yarımadasında yer kabuğu yapısını araştırmak üzere 3 grup depremin Love ve Rayleigh dalgalarının gözlemsel grup hızı eğrilerinden yararlanmıştır.

Canitez (1969) Anadolu yarımadasında yer kabuğu yapısını inceleyenken Doğu Anadolu'da oluşmuş 3 depremin, İ.T.Ü istasyonunda kaydedilmiş Love dalgalarının gözlemsel grup hızlarını hesaplayarak ve değişik kabuk modelleri için ürettiği teorik grup hızı eğrileri ile mukayese yaparak, ortalama bir yer kabuğu yapısı saptamıştır. Bu modele göre Kuzey ve Doğu Anadolu platosu altında yer kabuğu toplam 36 km kalınlığında ve 4 tabakadan oluşmaktadır. Bu yapıda 3 km lik tortul ve 5 km kalınlıktaki kristalen metamorfik kayalardan oluşan örtü tabakasının altında 10 km kalınlıkta granit ve 18 km kalınlıkta bir Bazalt tabakası yer almaktadır.

Öte yandan Kenar ve Toksöz (1980), İstanbul-Tebriz istasyon çiftini kullanarak hesapladıkları Love dalgalarının gözlemsel Faz Hızı eğrisine uyan teorik eğriyi veren, toplam 41 km kalınlığında ve 3 tabakalı bir yer kabuğu modeli saptamışlardır. Bu modele göre yer kabuğu Kuzey-Doğu Anadolu ve Kuzey İran platosu altında 5 km kalınlıktaki örtü tabakasının altında 16 km kalınlığında granit ve 20 km kalınlığında bir bazalt tabakasına sahiptir.

Sunulan bu çalışmada ise, Canitez (1969) kine benzer türde

ancak biraz daha fazla veri üzerinde gözlemsel grup hızlarına uyacak teorik grup hızlarını verecek bir yer kabuğu modeli (Kuzey ve Doğu Anadolu'da) saptanmaya çalışılmıştır.

### I. Uygulanan Hesaplama Tekniklerine İlişkin Teorik Esaslar

Gözlemsel grup hızlarının hesaplanmasında, temelde dispersiyonun frekans ortamındaki davranışını inceleyen tekniklerden yararlanılmıştır. Bu tekniklerde, grup varış zamanlarının frekans ortamındaki ifadelerine dayandırılmıştır.

Dolayısıyla kullandığımız teknikleri tanıtırken, dispersiyonun frekans ortamındaki davranışına göz atmak yerinde olacaktır. Bir sismoğraf üzerindeki yüzey dalgası grubu başka türden dalga grupları ile yada aynı dalganın değişik modları ile karışmadığı takdirde bir geçiş (transient) sinyal olarak kabul edilir. Sinyalin geçiş (transient) olması  $t < 0$  için  $f(t) = 0$  demektir.

Kaynaktan  $r$  uzaklıkta ve  $\theta$  azimutunda bir istasyonda kaydedilen böyle bir sinyalin kompleks spektrumu genlik ve faz spektrumu açısından

$$F(\omega) = A(r, \theta, \omega) \cdot e^{i\phi(r, \theta, \omega)} \quad (1)$$

şeklinde yazılabilir. Burada  $A(r, \theta, \omega)$  genlik spektrumu; kaynağın, ortamın ve kayıt sisteminin tepkimesine (Response) bağlıdır. Diğer yandan  $\phi(r, \theta, \omega)$  faz spektrumu ise daha basit fonksiyon olup,

$$\phi(r, \theta, \omega) = k(\omega) \cdot r + \phi_0(\theta, \omega) + \phi_1(\omega) \quad (2)$$

şeklinde tanımlanır. Burada  $k = 2\pi/\lambda$  dalga sayısı,  $\lambda$  dalga boyu ve  $r$  episantr uzaklığı,  $\phi_0(\theta, \omega)$  kaynağın ve  $\phi_1(\omega)$  ise kayıt sisteminin faz kayması fonksiyonlarıdır.

Eğer kaynağa ve kayıt sistemine ait faz bilgileri biliniyorsa (2) bağıntısındaki ilgili terimleri ihmal edecek olursak,  $\phi(r, \theta, \omega) = k(\omega) \cdot r$  olmak üzere (1) bağıntısı,

$$F(\omega) = A(r, \theta, \omega) \cdot e^{i(\omega t - kr)} \quad (3)$$

yeni şeklini alacaktır.

Sonuçta açılal frekansı  $\omega_0$  olan monokromatik bir dalga

hareketine ilişkin faz hızı (3) bağıntısındaki faz teriminden

$$w_0 t - k(w) \cdot r = \text{Sabit} \quad (4)$$

olarak saptanır.  $k$  dalga sayısı  $r$  uzaklığının fonksiyonu olmadığından  $r$  ye göre türev alındığında  $C(w_0)$  faz hızı,

$$w_0 \left( \frac{dt}{dr} \right) - k(w) = 0$$

veya

$$C(w_0) = \frac{dr}{dt} = \frac{w_0}{k(w_0)} \quad (5)$$

olarak bulunur.  $C(w) \neq \text{sabit}$  yani faz hızı bütün frekanslar için sabit olmadığı takdirde dalga dispersiyon gösterir ve  $T_{ph}$  faz varış zamanı

$$T_{ph}(w_0) = \frac{r}{C(w_0)} = \frac{r \cdot k(w)}{w_0} \quad (6)$$

şeklindedir. Öte yandan  $w_0$  merkez frekansındaki ve  $(w_0 + \epsilon, w_0 - \epsilon)$  frekans bandındaki sinyalin zaman ortamındaki ifadesi,

$$F(t) = \int_{w_0 - \epsilon}^{w_0 + \epsilon} A(r, \theta, w) \cdot e^{i(wt - kr)} \cdot dw \quad (7)$$

yazılabilir. Sinyal bu frekans bandında maksimum enerjili kabul edilirse ve maksimum enerjinin ilerleme hızı grup hızı olacağından (7) bağıntısındaki faz teriminden

$$\frac{d(wt - kr)}{dw} \Big|_{w=w_0} = 0 \quad (8)$$

yazılabilir. Ve buradan,

$$t - \frac{dk}{dw} r = 0 \quad (9)$$

yazılarak,  $U(w)$  grup hızı ve  $T_{gr}$  grup varış zamanı,



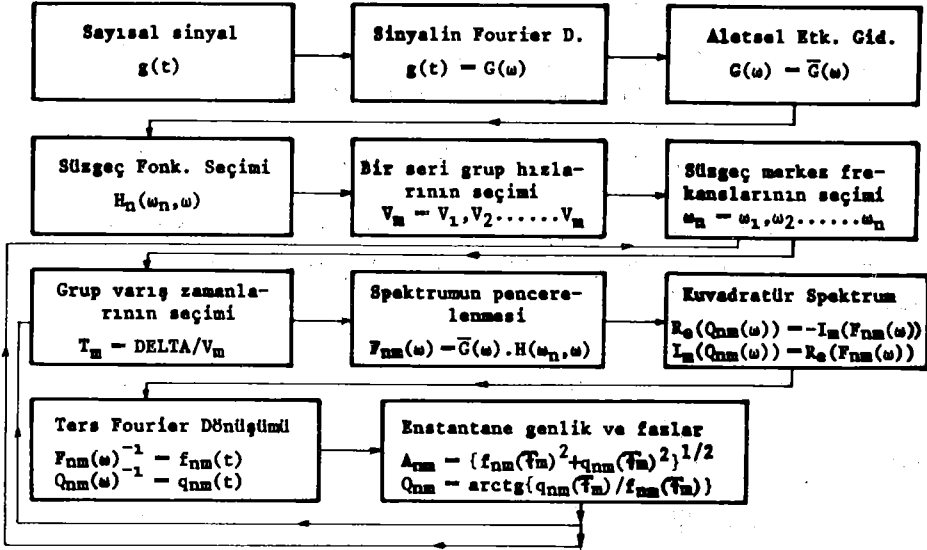
$$U(w_0) = \frac{r}{t} = \left( \frac{dw}{dk(w)} \right)_{w=w_0} \quad (10)$$

$$T_{gr}(w_0) = \left( \frac{dk(w)}{dw} \right)_{w=w_0} \cdot r$$

şeklinde yazılabilir.

Bu çalışmada gözlemsel grup hızlarını hesaplarırken kullandığımız ardışık süzgeçleme tekniği ; frekans ortamında  $w_0$  merkez frekansında dar-bantlı bir süzgeçten geçen sinyalin belli bir grup hızına karşılık hesaplanan grup varış zamanına karşı gelen enstantanelerdeki (Anlık) enstantane genlik ve fazlardan yararlanmaktadır.

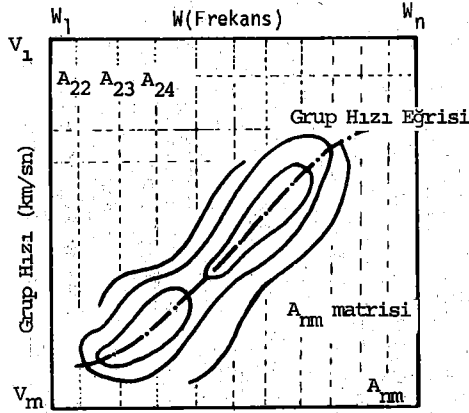
Teknik Dziewonski ve diğ.(1969) tarafından geliştirilmiştir. Şekil 1 de ardışık süzgeçleme tekniği ile enstantane genlik ve fazların nasıl bulunduğunu gösterir bir akış çizelgesi görülmektedir.



Şekil 1. Ardışık süzgeçleme tekniği ile enstantane genlik ve fazların bulunuşunu gösterir akış(Dziewonski ve diğ.1969 dan alınmıştır)

Akışın son adımında hesaplanan enstantane genlik değerlerinin

bir haritası niteliğinde olan  $A_{nm}$  matrisi elde edilir. Desibel cinsinden hesaplanmış  $A_{nm}$  matrisinin elemanları içinden eş genlikleri simgeleyen eş genlik eğrileri arzu edilen dB aralığı ile çizilir. Eş genlik eğrilerinin (konturlarının) maksimumlarını birleştirerek gözlemsel grup hızı eğrisi elde edilir. Maksimumların işaretlenmesinin nedeni, grup hızının dispersiyonda maksimum enerji taşıyan dalga gruplarının hızını simgelemesindedir. Şekil 2 de gözlemsel grup hızı eğrisini elde etmek için bu işlemleri gösteren şematize edilmiş bir şekil görülmektedir.

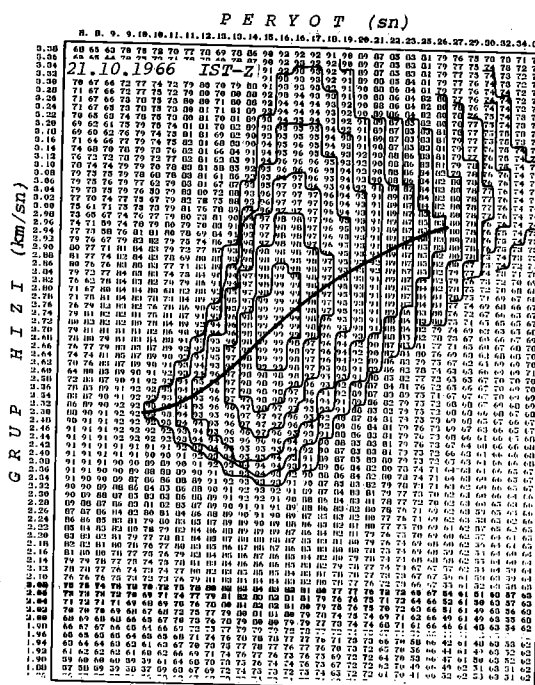


Şekil 2.  $A_{nm}$  matrisinin elemanları yardımı ile grup hızı eğrisinin bulunması.

Şekil 2 de izleneceği gibi  $A_{nm}$  enstantane genlik matrisinin  $m$  indisi seçilen bir seri grup hızlarını,  $n$  indisi ise seçilen bir seri merkez frekanslarını göstermektedir.

Buraya değin yapısını incelediğimiz ardışık süzgeçleme tekniğinde kabul etmek gerekir ki en önemli nokta süzgeç fonksiyonu seçimidir. Bunun önemi sinyalden, istenen grup varış zamanına (grup hızına) karşı gelen enerjiyi simgeleyen gerçek dalga bileşenini izole etmek arzusundan doğmaktadır. Bu konuda Dziejowski ve diğ. (1969), Inston ve diğ. (1971), Cara (1973), Denny ve Chin (1976) süzgeç fonksiyonu olarak Gauss fonksiyonunu kullanmışlardır. Canitez (1977) ise

optimum süzgeç bandı kavramından hareket ederek Gauss süzgecinden daha büyük ayrırlılığa sahip yeni bir süzgeç fonksiyonu geliştirmiştir. Şekil 3 te Cantez(1977) nin geliştirdiği bu süzgeç fonksiyonunu kullanarak, ardışık süzgeçleme yöntemi ile hesaplanmış bir gözlemsel grup hızı eğrisi görülmektedir. Sadece teknik hakkında somut bir fikir vermesi açısından Ezen(1979) dan alınan bu şekilde yatay eksen, şekil 2 deki gibi  $w_n$  frekanslarını değil bunlara karşı gelen Peryot değerlerini; düşey eksen ise yine grup hızı değerlerini göstermektedir.

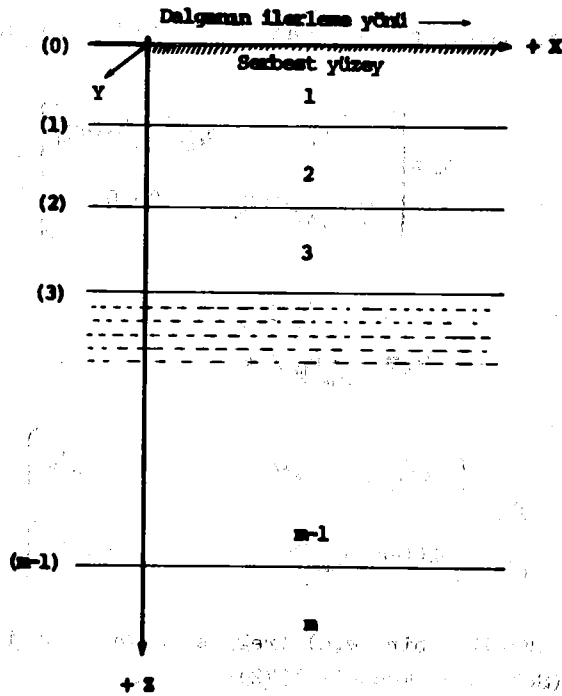


Şekil 3. Ardışık süzgeçleme tekniği ile bulunmuş bir grup hızı eğrisi(Ezen 1979)

Şekil 3 ten görüldüğü gibi, her periyot için çizilen maksimum enerji seviyelerinin orta noktaları birleştirilerek grup hızı eğrisi bulunmuştur. Orta noktaların alınmasının nedeni, ilgililenen periyotta (yani  $w_n$  frekansında) süzülen sinyal bileşeninin maksimum

enerjisini, izlenen maksimum enerji seviyesinin alt ve üst sınırlarına karşı gelen grup varış zamanları (eş deyişle grup hızları) arasındaki zaman penceresinin merkezinde taşıdığı kabulüdür (Landisman ve diğ. 1969).

Öte yandan belli bir yer kabuğu modeli için teorik grup hızı eğrilerinin üretilmesinde Haskell (1953) tarafından geliştirilen teorik esaslar izlenmiştir. Yarı-sonsuz katı bir ortamda, tabakalı bir yapı içinde LOVE dalgalarının dispersiyon fonksiyonunu (bu çalışmada ilgilenilen yüzey dalgası olması nedeniyle) Şekil 4 te şematik biçimde verilmiş olan koordinat sistemiyle açıklamaya çalışalım.



Şekil 4. Love dalgalarının çok tabakalı ortamda dispersiyonunu incelemek için kullanılan koordinat sistemi.

Kalınlıkları  $h_m$  olan tabakaların yoğunlukları  $\rho_m$  ve

rijiditeleri  $\mu_m$  ile ve enine dalga ( S dalgası) hızlarında  $\beta_m$  ile gösterirsek, en alt ara kesitin katı-katı sınırı olması halinde şekil 4 teki  $m$  tabakalı ortamda Love dalgalarının dispersiyon fonksiyonu,

$$A_{21} + \mu_m \cdot r_{\beta_m} \cdot A_{11} = 0 \quad (11)$$

bağıntısından elde edilebilir (Haskell 1953, Canitez 1969, Schwab ve Knopoff 1972). Burada  $A$ ,  $(2 \times 2)$  elemanlı tabaka matrisi olup,

$$[A] = a_{m-1} \cdot a_{m-2} \dots a_1 \quad (12)$$

şeklinde bir matris çarpımından ibarettir. Burada  $a_m$  tabaka matrisleri,

$$a_m = \begin{bmatrix} \cos Q_m & i \mu_m^{-1} r_{\beta_m}^{-1} \sin Q_m \\ i \mu_m r_{\beta_m} \sin Q_m & \cos Q_m \end{bmatrix} \quad (13)$$

burada

$$Q_m = w r_{\beta_m} h_m / c$$

$$r_{\beta_m} = \begin{cases} (c^2 / \beta_m^2 - 1)^{1/2} & c > \beta_m \\ -1(1 - c^2 / \beta_m^2)^{1/2} & c < \beta_m \end{cases} \quad (14)$$

şeklinde dir. Verilen bir  $(w, c)$  frekans ve Faz hızı için dispersiyon fonksiyonu (Schwab ve Knopoff 1972)

$$F_1(w, c) = A_{21} + \mu_m r_{\beta_m} A_{11} / i \quad (15)$$

dir. Bu ifade

$$F_L(w, c) = \left[ s, i \right] \begin{bmatrix} A_{11} \\ A_{21} \end{bmatrix} \quad (16)$$

şeklinde tek bir matris denklemi ile gösterilebilir(Schwab ve Knopoff 1972).Şekil 4 teki en alt ara sınırın katı-katı olması halinde

$$s = -\mu_m (1 - c^2/\beta_m^2)^{1/2} \quad (17)$$

dir.Diğer yandan (16) bağıntısında  $F_L$  in kökünü bulmak için  $w$ (frekans) ve  $c$ (faz hızı) den birini sabit tutarak diğerini değiştirme yoluna gidilmektedir.Fonksiyonun ( $F_L$  in ) iki farklı işaret aldığı değerler saptandıktan sonra değişkene ( $w$  veya  $c$ ) bu aralıkta küçük artmalar verilerek faz hızı veya frekans istenilen doğrulukta bulunabilmektedir.

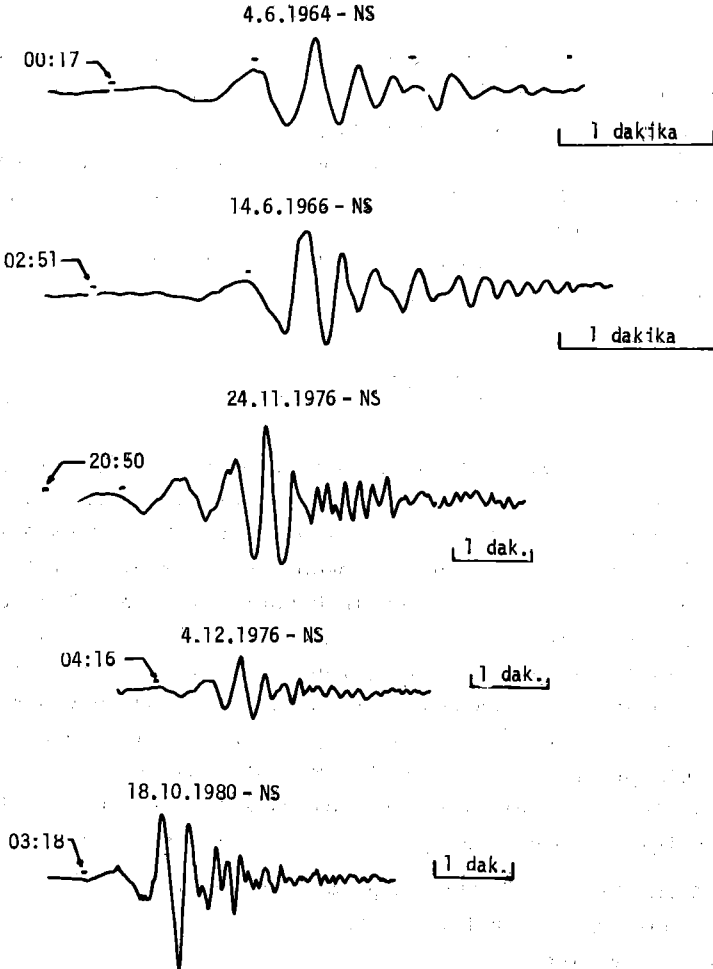
Bir seri frekansa(veya periyoda) karşı gelen faz hızları elde edildikten sonra

$$u = \frac{c}{(1 - \frac{w}{c} \frac{dc}{dw})} \quad (18)$$

bağıntısından yararlanarak grup hızları bulunabilir.Bir bilgisayar programı aracılığı ile değişik yerkabuğu modeli için yukarıda açıklanan yolla teorik grup ve faz hızları hesaplanabilir.Dorman(1962) sıvı tabakalarında içine alan bir ortamda yüzey dalgaları için yukarıda verilen teori ile ilgili nümerik hesaplamalar için IBM-709 ve 7090 bilgisayarları için bir program geliştirmiştir.Canitez(1969) ise bu programda bazı değişiklikler yaparak, sadece katı-katı tabakalardan oluşmuş ve en çok 5 tabakalı bir ortamda yüzey dalgalarının çeşitli modlarına ait dispersiyon eğrilerinin 15 noktasını hesaplayan bir program geliştirmiştir.Bu çalışmada bulunan teorik grup hızı eğrisi(belli bir kabuk yapısı modeli için), Canitez(1969) un geliştirdiği bu bilgisayar programı ile hesaplanmıştır.

2. İnceleme Alanı İle İlgili Verilerin Toplanması ve Gözlemsel ve Teorik Grup Hızı Eğrilerinin Hesaplanması
  - a) Verilerin Seçilmesi

İnceleme alanı olarak seçilen Kuzey ve Doğu Anadolu'da yerka-  
buğu yapısı modellenirken episantrları Doğu Anadolu'da bulunan 5  
depremden yararlanılmıştır. Gözlemsel veri olarak incelenen kayıtlar,  
bu depremlerin İ.T.Ü(WSSN) deprem istasyonundaki LP(uzun periyot)  
bileşen sismoğramlarındaki yüzey dalgalarını kapsamaktadır. Ancak  
incelenen sismoğramlar kayıtçının N-S(Kuzey-Güney) yatay bileşenine  
ait olduğundan ilgilenilen yüzey dalgaları LOVE türündendir. Şekil 5  
te incelenen Love dalgası kayıtları görülmektedir.



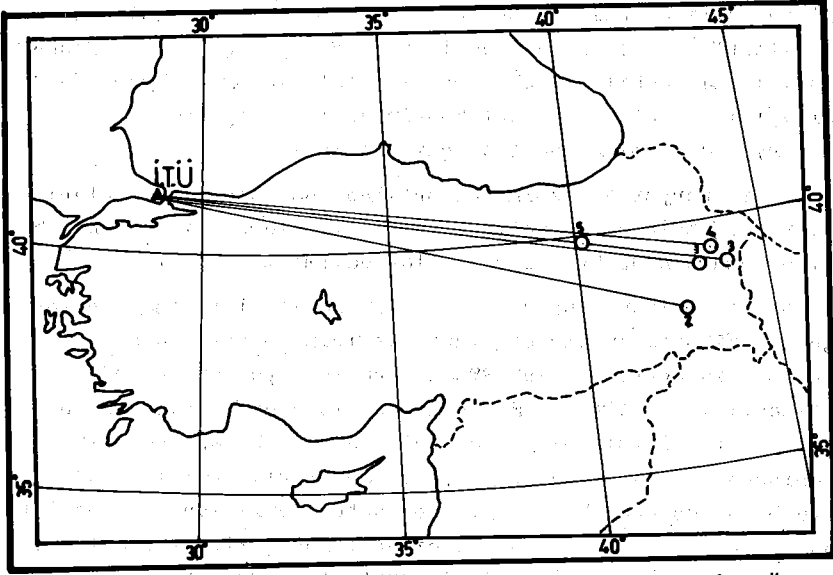
Şekil 5. Çalışmada incelenen Love dalgası kayıtları

Tablo 1 de ise incelenen depremlerin listesi ve şekil 6 da da I.T.Ü. istasyonuna göre izledikleri yörüngeler görülmektedir.

Tablo 1. İncelenen Depremlerin Listesi

No	Tarih	Oluş Zamanı G.M.T.	Enlem $\phi^{\circ}$	Boylam $\lambda^{\circ}$	Magnitüd ( $m_b$ )
1	4.6.1964 <sup>x</sup>	00:11:51.9	39.13 N	43.19 E	4.6
2	14.6.1966 <sup>x</sup>	02:45:57	38.16 N	42.86 E	4.6
3	24.11.1976	20:46:07	39.08 N	44.13 E	4.9
4	4.12.1976	04:10:36.8	39.31 N	43.66 E	4.9
5	18.10.1980	03:14:10	39.91 N	40.31 E	5.1

x Canitez(1969) dan alınmıştır.



Şekil 6. Tablo 1 de listesi verilen depremlerin I.T.Ü. istasyonuna göre izledikleri yörüngeler.

#### b) Verilerin Analizi.

Verilerin analizinde yani ardışık süzgeçleme tekniği ile gözlemsel grup hızlarının tayininde Şekil 1 de verilen akış yönünde



aşağıdaki adımlar izlenmiştir.

1) Önce sismoğramda seçilen yüzey dalgâ trenlerinin incelenecek kısımlarının başlangıcı ve bitimi saptanarak, büyüteç yardımı ile sinyal gelişigüzel örneklenmiştir.

2) Bu gelişigüzel örneklenmiş sinyal daha sonra doğrusal interpolasyon yapan bir bilgisayar programı kullanılarak 0.5 sn zaman aralığı ile yeniden örneklenmiş ve sayısal hale getirilmiştir.

ardından sayısal sinyalin doğrusal trendi giderilmiş ve taper (traşlama) edilmek için bir Kosinüs penceresinden geçirilmiştir. Böylelikle spektrumdaki Gibbs olayının etkileri bir ölçüde giderilmeye çalışılmıştır.

3) Bu iki aşama sonucu sinyal, Hızlı Fourier Dönüşüm tekniği (FFT) kullanılarak frekans ortamına taşınmıştır. Frekans ortamına geçirilen veri üzerinde belli merkez frekanslarına sahip süzgeç fonksiyonu olarak Canitez (1977) tarafından geliştirilen optimum süzgeç fonksiyonu kullanılmıştır. Şekil 1 deki akışa paralel bir bilgisayar programı aracılığı ile enstantane genliklerin desibel cinsinden grup hızı-peryot düzlemine haritası çıkarılmıştır.

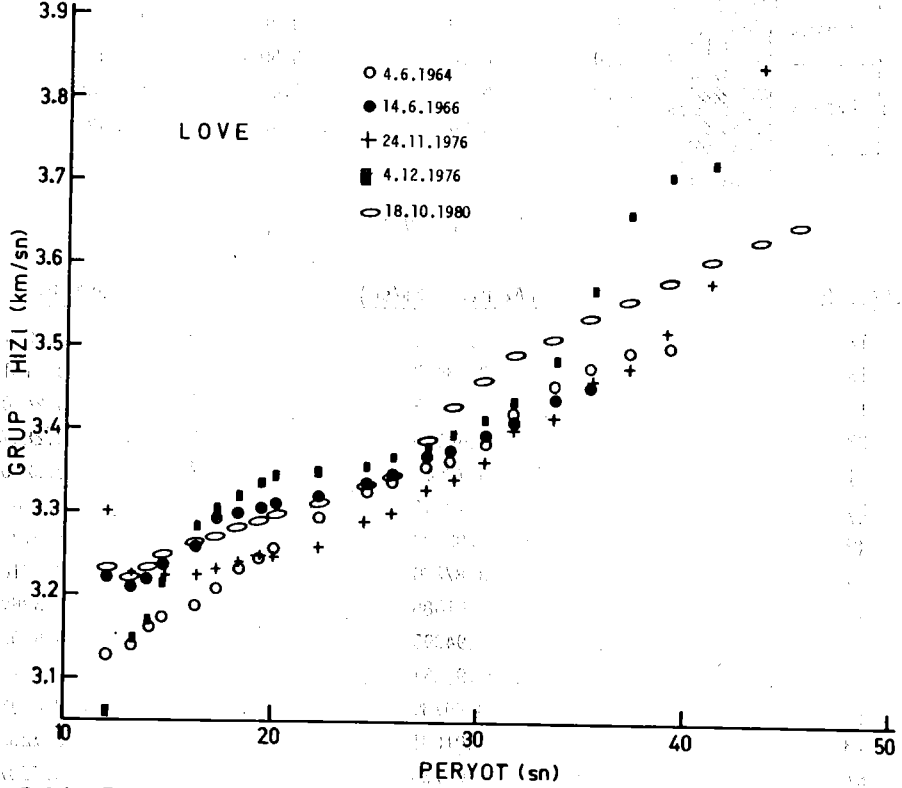
4) Grup hızı-peryot düzlemine çıkartılan enstantane genliklerin maksimum seviyelerinin orta noktaları birleştirilerek (tıpkı şekil 3 teki gibi) ortalama grup hızı eğrisi elde edilmiştir.

5) Bu aşamayı takiben grup hızı eğrisine kayıt sisteminden gelen aletsel grup gecikmesi düzeltilmesi yapılmıştır. Bu amaçla önce, Mitchell ve Landisman (1969) nin WWSSN türü istasyonlardaki uzun periyot bileşenli kayıtçıların N-S bileşeni için hesapladığı grup gecikmeleri ilgilendiğimiz periyotlar için tekrar hesaplanmıştır.

Hesaplanan bu aletsel grup gecikme zamanları, ardışık süzgeçleme tekniği ile bulunmuş grup hızlarının episantr uzaklığına bölünmesiyle elde olunan grup varış zamanlarından çıkarılarak ( zira aletsel grup gecikmelerinin işareti artıdır) düzeltilmiş grup varış zamanları elde edilmiştir.

6) İlgilenilen her periyot için hesaplanan düzeltilmiş grup varış zamanları tekrar episantr uzaklığına bölünerek, aletsel etkisi giderilmiş grup hızı değerleri elde edilmiştir.

7) İncelenen 5 depremin Love dalgası kayıtları saydığımız bu 6 aşamadan geçirilerek ilerde teorik grup hızı eğrileriyle mukayese edeceğimiz gözlemsel grup hızı eğrileri elde edilmiştir. Şekil 7 de bu gözlemsel grup hızı değerleri görülmektedir.



Şekil 7. Tablo 1 de listesi sunulu 5 Doğu Anadolu depreminin Love yüzey dalgalarının ardışık süzgeçleme yöntemi ile hesaplanmış ve aletsel etkisi giderilmiş, gözlemsel grup hızı değerleri

Tablo 2 de ise, teorik esasları bölüm 1 de sunulan Thomson-Haskell matris iterasyonu yöntemini kullanan ve Çanitez(1969) tarafından Dorman(1962) dan alınarak düzenlenmiş bir bilgisayar programı aracılığı ile üretilmiş taslak yerkaşuğu modeli ve buna karşı gelen teorik faz ve grup hızı değerleri görülmektedir.

Tablo 2. Taslak bir yer kabuğu modeli için, Thomson-Haskell yöntemi ile hesaplanmış teorik grup ve faz hızı değerleri (açıklama için metne bakınız)

Derinlik (km)	H (km)	$\alpha$ (km/sn)	$\beta$ (km/sn)	$\rho$ (gr/cm <sup>3</sup> )
0	0			
0-2.5	2.5	3.00	2.32	2.26
2.5-6.5	6.5	5.40	3.38	2.67
6.5-12.0	12.0	6.06	3.50	2.82
12.0-17.0	17.0	6.53	3.61	2.92
17.0-40	-	8.06	4.20	3.28

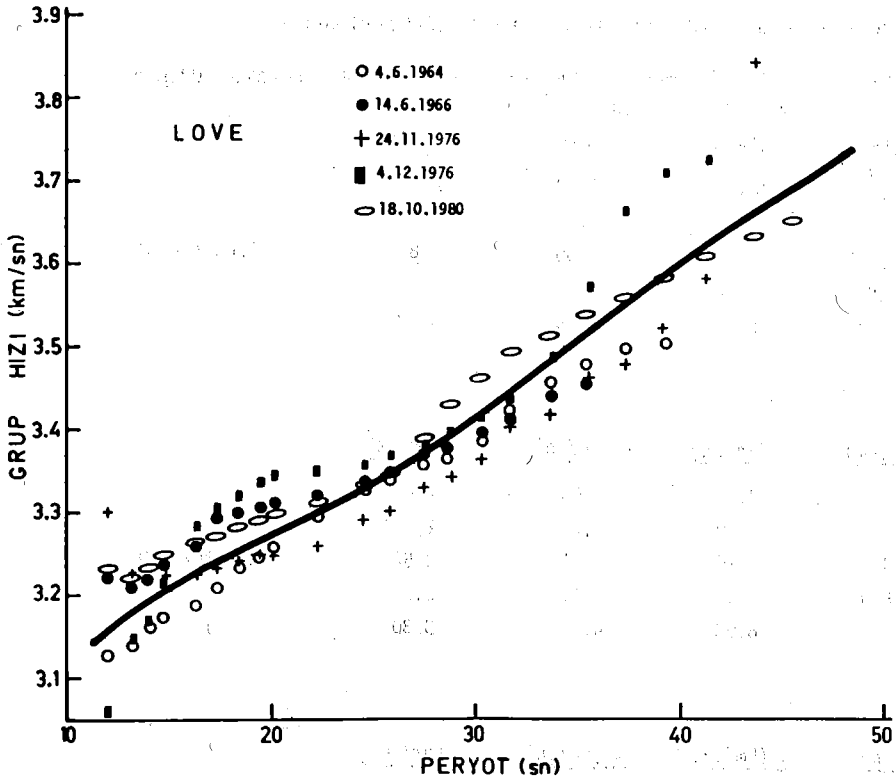
L O V E

PERYOT (sn)	FAZ HIZI (km/sn)	GRUP HIZI (km/sn)
12	3.45892	3.16274
15	3.53457	3.21315
18	3.60288	3.24701
21	3.66668	3.28070
24	3.72605	3.32006
27	3.78043	3.36602
30	3.82939	3.41731
33	3.87280	3.47165
36	3.91085	3.52670
39	3.94395	3.58053
42	3.97261	3.63179
45	3.99739	3.67961
48	4.01881	3.72363
51	4.03736	3.76378
54	4.05347	3.79998

Sınama-yanılma yöntemi ile elde edilmiş olan ve üretilen yüzlerce model içinden seçilmiş olan Tablo 2 deki yer kabuğu modelinde,  $\alpha$  P dalgası hızını,  $\beta$  S dalgası hızını,  $h$  tabaka kalınlığını ve  $\rho$  bu tabakaların yoğunluğunu göstermektedir. Tablonun sol üst köşesindeki şekil ise, düşünülen tabaka kalınlıklarına göre, derinliğin fonksiyonu olarak çizilmiş simgesel bir kabuk kesitidir. Bu kesittende görüleceği gibi, modelde düşünülen 2.5 km kalınlıktaki tabaka tortul kayalara, 6.5 km kalınlıktaki tabaka kristalen

metamorfik kayalara , 12 km kalıktaki tabaka Granite ve 17 km kalınlıktaki tabaka ise Bazalta karşı gelmektedir. Modelde kabuğun altındaki derinlik sonsuz kabul edilirken bu tabakadaki P ve S dalga hızları MOHO süreksizliğindeki  $P_n$  ve  $S_n$  dalga hızlarını simgelemektedir. Bu modeldeki bir yerkabuğu yapısından geçecek LOVE türünden yüzey dalgasının teorik faz ve grup hızı değerleri periyodun fonksiyonu olarak Tablo 2 nin alt yarısında görülmektedir.

Bu teorik grup hızı değerleri periyodun fonksiyonu olarak çizilmiş biçimde Şekil 8 de gözlemsel grup hızı (şekil 7) değerleriyle mukayeseli bir biçimde bir arada görülmektedir.



Şekil 8. Tablo 2 deki teorik grup hızı değerlerinden yararlanarak çizilmiş (sürekli kalın çizgi) teorik grup hızı eğrisi ve gözlemsel grup hızı değerleri.

### 3) Yorumlama ve Sonuçlar:

Şekil 8 den de izleneceği gibi , üretilen yerkabuğu modelini simgeleyen teorik grup hızı eğrisi (sürekli kalın çizgi), belirli bir alt ve üst limitler içinde kalmak üzere gözlemsel grup hızı değerleriyle çok mükemmel bir uyum içindedir. Bu uyuma bakarak, Kuzey ve Doğu Anadolu platosu altında ortalama yerkabuğu yapısı toplam 38 km kalınlığındadır.

Tablo 3 te, bulduğumuz yerkabuğu modelinin Canitez (1969) tarafından yine Love dalgalarının gözlemsel grup hızlarından bulunan model ve Kenar ve Toksöz (1980) tarafından İstanbul-Tebriz istasyon çiftini kullanarak hesaplanan Love dalgalarının gözlemsel Faz hızından bulunan modelle birlikte mukayesesi görülmektedir.

Tablo 3. Bu çalışmada saptanan yerkabuğu modelinin, diğer modellerle mukayesesi

H (km)	$\alpha$ (km/sn)	$\beta$ (km/sn)	$\rho$ (gr/cm <sup>3</sup> )
2.5	3.00	2.32	2.26
6.5	5.40	3.38	2.67
12.0	6.06	3.50	2.82
17.0	6.53	3.61	2.92
-	8.06	4.20	3.28

1,7 (Ezen (1983))

H (km)	$\alpha$ (km/sn)	$\beta$ (km/sn)	$\rho$ (gr/cm <sup>3</sup> )
3.0	3.10	2.00	2.26
5.0	5.60	3.30	2.67
10.0	6.16	3.61	2.82
18.0	6.61	3.71	2.92
-	8.08	4.42	3.30

Canitez (1969)

H (km)	$\alpha$ (km/sn)	$\beta$ (km/sn)	$\rho$ (gr/cm <sup>3</sup> )
5.0	4.45	2.90	2.60
16.0	6.00	3.35	2.75
20.0	7.00	3.90	2.88
-	7.90	4.37	3.25

Kenar ve Toksöz (1980)

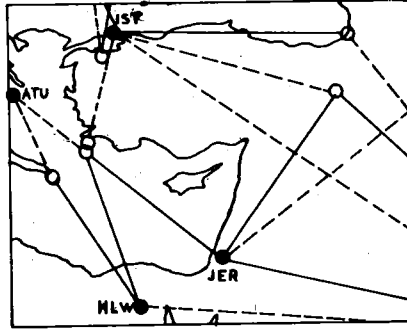
Canitez(1969) in modeli, bizim kullandığımız depremlerin, episantrlarına çok yakın episantrlara sahip depremlerden türetildiği için, mukayeseyi önce bu modelden başlatabiliriz.Canitez(1969) in modeli 4 tabakalı olup toplam 36 km kalınlıktadır.Buna karşılık bizim modelimizde yine 4 tabakalı olup ancak 38 km kalınlıktadır. Ayrıca modelimizin Canitez(1969) in modelinden bir farklılığı da hızlara ilişkindir.Özellikle modelimizdeki  $S_n$  hızı 4.2 km/sn gibi değerle Canitez(1969) deki  $S_n$  in 4.42 km/sn lik değerinden daha küçüktür.

Modelimizin , Kenar ve Toksöz(1980) modelinden farkı, hem kalınlık, hem tabaka sayısı hemde hızlar açısındandır.Kenar ve Toksöz(1980) modeli 3 tabakalı ve 41 km kalınlıkta olup üstelik yüksek hızlara sahiptir.Ancak bu modelin İstanbul-Tebriz arasındaki yörüngeyi içermesi dolayısıyla Kuzey ve Doğu Anadolu platosuna ilaveten Kuzey İranın bir kısmında içine alması eş deyişle mevcut yörüngesel farklılık, modeller arası farklılığı açıklamaya yeter nedendir.

Tablo 3'te sunduğumuz yerkabuğu modelinin ilginç sonuçlarından biride, gerek Canitez(1969) gerekse Kenar ve Toksöz(1980) modeline oranla  $S_n$  dalga hızının küçüklüğüdür.Zira  $S_n$  dalga hızının iyi nitelikte yayıldığı yani soğurulma(Atenuasyon) olayının etkin olmadığı bölgelerde beklenen 4.4 ila 4.6 km/sn lik normal değerine karşılık, ürettiğimiz modelde kullanmak zorunda kaldığımız 4.2 km/sn lik değer düşük sayılabilecek düzeydedir.  $S_n$  için bulunduğumuz normalinin altındaki bu değer, ilgilenilen yörünge boyunca bölgedeki  $S_n$  dalgalarının soğurulmasına ilişkin çalışmaların sonuçları ile fevkalade uyum içindedir.

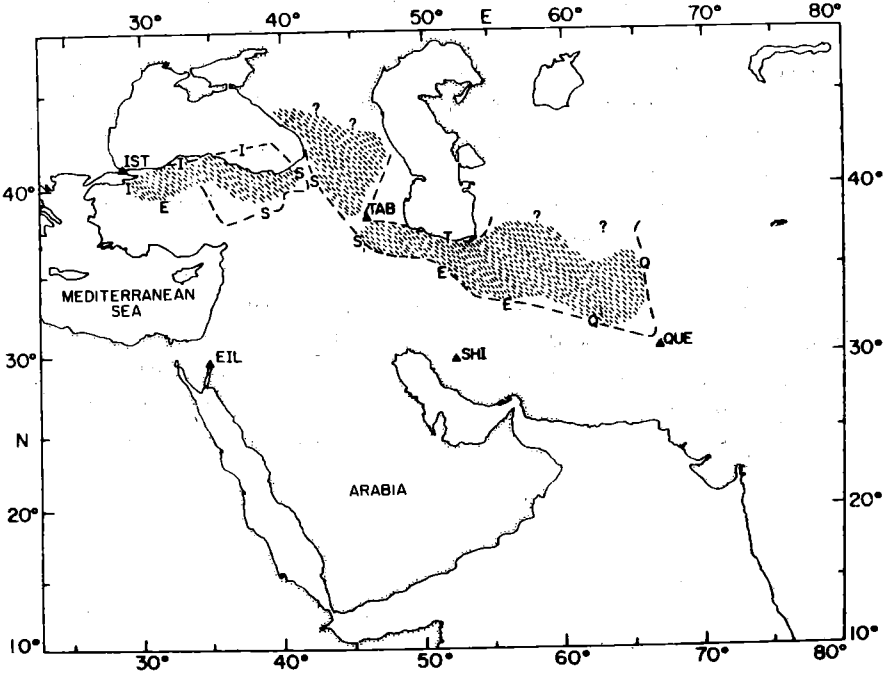
Bilindiği Molnar ve Oliver(1969) Türkiyeden geçen yollar boyunca  $S_n$  dalgasının soğurulduğunu ortaya koymuşlardır.Molnar ve Oliver(1969) e göre Anadolu Yarımadasını kesen çeşitli yörüngeler boyunca  $S_n$  dalgasının yayılma niteliği Şekil 9 da görülmektedir.

Şekil 9 dan izleneceği gibi, Kuzey ve Doğu Anadolu boyuncaki yörüngede  $S_n$  dalgası iyi yayılmamakta ve soğurulmaktadır.



Şekil 9 — Türkiye ve çevresinde  $S_n$  dalgasının yayılma niteliği. Düz doğrular iyi nitelikte yayılma yolları, kesik doğrular soğurma yollarıdır. Molnar ve Oliver (1969) den. ○ deprem, ● istasyon.

Öte yandan Kadinsky-Cade ve diğ.(1981)  $20^\circ$  den yakın deprem verilerini kullanarak cisim dalgalarının sismoğramda gözlenebilen genliğine dayanarak tüm Ortadoğu da  $S_n$  dalgasının yayılım kalitesinin düzeyini simgeleyen, Şekil 10 da görüldüğü gibi bir harita çıkarmışlardır.



Şekil 10.  $S_n$  dalgalarının Ortadoğuda soğurulması (Kadinsky-Cade ve diğ. 1981)

Şekil 10 daki harita Kuzey Anadolu-Doğu Anadolu Platosu ve Kuzey İran Platosu altında  $S_n$  dalgalarının soğurulduğu kesimlerin muhtemel sınırlarını göstermektedir.

Şekil 10 dan da görüleceği gibi,  $S_n$  için bulduğumuz 4.2 km/sn lik düşük değer, bölgedeki  $S_n$  dalgasının soğurulduğu muhtemel sınırlara ve doğrultulara bakıldığında oldukça makul gözükmektedir. Ancak belirtilmesinde yarar görüyoruz ki bu çalışma, yanal heterojeniteye hayli hassas Love dalgaları üzerinde ve oldukça sınırlı bir veri üzerinde üstelik sadece grup hızları göz önüne alınarak yapılmıştır. Ayrıca gözlenen bir grup hızı eğrisini verebilecek birden fazla yapı modelinin varlığı yani problemin çok çözümlü olduğuda hatırdan çıkarılmassa, önerilen yer kabuğu yapısı kuşkusuz mutlak bir yapı modeli değildir. Böyle bir model için hem Love hemde Rayleigh türünden yüzey dalgalarının üstelik grup ve faz hızlarının birlikte değerlendirilerek bir modelleme yapılması gerekir.

Özellikle Grup ve Faz hızlarının beraber değerlendirilmesi modelin güvenilirliğini arttıracaktır. Nevar ki gözlemsel Faz hızı eğrilerinin sağlıklı bir biçimde saptanabilmesi için en az iki istasyona (aynı azimutta) gereksinim duyulması, ülkemizdeki mevcut uzun periyot bileşenine sahip istasyon şebekesi ile mümkün olamamaktadır.

Bu nedenle sismolojinin Kabuk-Üst Manto yapısına ilişkin derin çalışmalara girebilmek için, Doğu Anadolu'da uzun periyot bileşenine sahip kayıtçalarla donatılmış en az bir istasyonun devreye sokulması kaçınılmazdır.



## K A Y N A K L A R

- Canitez,N.1969., Türkiye ve civarındaki depremlere ait Fondamental moddan yüzey dalgaları üzerine incelemeler.TBTAK projesi - MAG 150
- Canitez,N. 1977., Optimum filter for surface wave group velocity determination.Bull.Seism.Soc.Am. 67, 79-85.
- Cara,M., 1973., Filtering of Dispersed Wave trains.Geophy.J.Roy.Astr. Soc. 33, 65-85.
- Denny,M.D., and R.C.Y.Chin., 1976., Gaussian Filters for determining group velocities.Geophy.J.Roy.Astr.Soc. 45, 495-525.
- Dorman,J. 1962., Period equation for waves of Rayleigh type on a layered, liquid-solid half space.Bull.Seism.Soc.Am. 52(2).
- Dziewonski,A.M., S.Bloch and A.L.Hales., 1969., A technique for the analysis of transient seismic signal.Bull.Seism.Soc.Am. 59, 427-444.
- Ezen,Ü. 1979., İstanbul(i.T.Ü.) deprem istasyonunda kaydedilen sismik yüzey dalgalarında girişim olaylarının incelenmesi( Doktora tezi).Maden Fakültesi Yayını No. 121.
- Haskell,N. 1953., The dispersion of surface waves in multilayered media. Bull.Seism.Soc.Am. 43, 17-34.
- Inston,H.H, P.D.Marshall and C.Blamey., 1971., Optimization of filter Bandwidth in spectral Analysis wavetrains.Geophy.J.Roy. Astr.Soc. 23, 243-250.
- Kadinsky-Cade,K., M.Barzangi, J.Oliver, and B.Isacks. 1981., Lateral variations of high-frequency seismic wave propagation at regional distances across the Turkish an Iranian Plateaus.Jour.Geophy.Res. 86, 9377-9396.
- Kenar,Ö. and M.N.Toksöz, 1980., Crustal structure and attenuation in Turkey from surface wave data(baskıda).
- Landisman,M., A.Dziewonski and Y.Sato, 1969., Recent Improvements in the analysis of surface wave observations.Geophy.J.Roy. Astr.Soc. 17, 369-403.
- Mitchell,B.J. and M.Landisman, 1969., Electromagnetic seismograph constants by least-squares inversion.Bull.Seism.Soc.Am. 59, 1325-1349.
- Molnar,P. and J.Oliver, 1969., Lateral variations of attenuation in the mantle and discontinuities in the lithosphere.Journ.Geophy. Res. 74, 2648-2682.
- Schwab,F.A. and L.Knopoff, 1972., Fast surface wave and free mode computations.Methods in computational physics.Vol 11,87-180.

BITLİS-ZAGROS KITASAL ÇARPIŞMA KUŞAĞI BOYUNCA  
ETKİN SİĞ DEFORMASYONLAR İLE DEPREMLER  
ARASINDAKİ İLİŞKİLER

Dr. Haluk EYİDOĞAN (1)

ABSTRACT

In recent years, source parameters of many earthquakes have been investigated in detail by using body and surface wave data. Kinematic and dynamic source studies enable us to determine precisely the fault mechanism solutions, focal depths, slip history on the fault plane, rupture characteristics etc. Particularly, body wave modelling in time domain including the depth phases and the converted phases provide a useful seismological tool to restrain the focal depth of shallow earthquakes.

In this study, some of the earthquakes with magnitude  $m > 5.5$  in the Bitlis-Zagros Thrust and Fold Belt have been studied by kinematic source methods. The earthquakes examined closely are the following: Malatya earthquake (Turkey) of 14.6.1964, Jahrom (Iran) earthquake 14.9.1968, Tazarj (Iran) earthquake of 12.4.1971, Ghir (Iran) earthquake of 10.4.1972 and Lice (Turkey) earthquake of 6.9.1975. The farfield ( $30^\circ < \Delta < 90^\circ$ ) synthetic long-period P waves of these earthquakes have been constructed in time domain taking into account depth phases  $pP$  and  $sP$ , the estimated source function and the propagational effects of the earth. The source parameters have been found by matching the synthetic and observed long-period P wave forms. The focal depths of the five earthquakes studied here were found in the upper-crust and never deeper than 15 km. Very similar focal depth information has been obtained in a recent study (Jackson and Fitch, 1981) conducted for the earthquakes of Ghir and Khurgu and the other events on the Zagros Fold Belt. It is believed that the focal depth locations estimated for the earthquakes in the Middle East are deeper than the actual depths. The level of the errors in focal depth locations increase as the magnitudes become smaller. The focal depths, found by matching the synthetic and observed long-period P waves for the earthquakes investigated here, are a few times shallower than their reported

(1) İ. T. Ü. Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü

values (ISC, BCIS, USGS). Such findings convert the argument from that there is a subduction zone along the Bitlis-Zagros Thrust and Fold Belt to the discussions that there are active shallow deformation and folded structure-basement structure interaction.

The shallow earthquakes of Malatya, Jahrom, Tazarj, Ghir, Lice and Khurgu are the recent examples showing an active and shallow deformation in the Bitlis-Zagros Thrust and Fold Belt.

## ÖZ

Son yıllarda birçok depremin kaynak değiştirgenleri cisim ve yüzey dalgalarının kullanılmasıyla ayrıntılı olarak incelenmiştir. Kinematik ve dinamik kaynak çalışmaları depremlerin odak mekanizması çözümlerinin, odak derinliklerinin, fay düzlemi üzerindeki kayma fonksiyonunun, yırtılma özelliklerinin v. b., ayrıntılı olarak saptanmasını olanaklı kılmıştır. Özellikle, derinlik fazlarını ve dönüşmüş fazları içeren cisim dalgalarının zaman ortamı taslaklama yöntemi sığ depremlerin odak derinliklerini duyarlı olarak bulmayı sağlayan etkili bir sismolojik araçtır.

Bu çalışmada, Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağı üzerindeki depremlerden büyüklüğü  $m > 5.5$  olan depremlerden bazıları kinematik kaynak yöntemi ile incelenmişlerdir. Ayrıntılı olarak incelenen depremler şunlardır: 14. 6. 1964 Malatya depremi, 14. 9. 1968 Jahrom depremi, 12. 4. 1971 Tazarj depremi, 10. 4. 1972 Ghir depremi ve 6. 9. 1975 Lice depremi. Bu depremlerin uzak-alan ( $30^\circ < \Delta < 90^\circ$ ) uzun- periyot P dalgaları derinlik fazları pP ve sP, olası kaynak fonksiyonu ve yerin sismik dalga yayılım etkileride gözönüne alınarak zaman ortamında yapay olarak hesaplanmışlardır. Kaynak değiştirgenleri, bu yapay ve gözlenmiş uzun- periyot düşey bileşen P dalgaları karşılaştırılarak bulunmuştur. Bu çalışmada ele alınan beş depremin odak derinlikleri 15 km'den daha derinde olmamak üzere kabuğun üst bölümlerinde bulunmuştur. Jackson ve Fitch(1981) tarafından yapılan yeni bir çalışmada Zagros Kıvrımlı Kuşağındaki Ghir ve Khurgu ve diğer bazı depremler için de benzer odak derinlikleri elde edilmiştir. Anlaşılmaktadır ki, Orta Doğu'daki depremler gerçek değerlerinden daha derinde bulunmuş durumdadır. Odak derinliklerindeki hatanın değeri depremin büyüklüğündeki azalmaya bağlı olarak artmaktadır. Buradaki depremler için yapay ve gözlemsel uzun periyot P dalgalarının kıyaslanması sonucunda bulunan odak derinlikleri, daha önce çeşitli bültenler tarafından (ISC, BCIS, USGS) rapor edilenlerden bir kaç kez daha sığdır. Bu tür bulgular Bitlis -Zagros Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağı boyunca bir dalma-batma kuşağının varlığı tartışmasını, kuşak boyunca etkin sığ deformasyon ve kıvrım-

lı yapı temel yapı etkileşimi varlığı tartışmasına kaydırmaktadır.

Malatya, Jahron, Tazarj, Ghir, Lice ve Khurgu sığ depremleri Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağı boyunca süregelen etkin ve sığ bir deformasyonun güncel örneklerini sergilemektedirler.

## GİRİŞ

Levha sınırları boyunca oluşan depremler bu sınırların özellikleri ile uyumlu olarak, nitelik ve nicelik yönünden ayrılıklar gösterirler. Depremlerin zaman ve yerde dağılımları, depremsellik ve deprem odak mekanizması çözümleri levha sınırlarının özelliklerine göre değişik sınıflamalar içersine sokulmuşlardır. Levha Tektoniği kuramına göre, katı levha kinematiki gözönüne alındığında levha sınırları üç türdür. Ancak depremsellik ve diğer bazı sismolojik verilere bakıldığında dört tür kuşak (yada sınır) tanımlanabilir. Bu ayrılık, levhaların yakınsama sınırlarında okyanusal-kıtasal levha yaklaşım kuşakları ile kıta-kıta çarpışma kuşaklarının davranış biçimlerinden kaynaklanmaktadır. Yeryüzünde oluşan depremlerin açığa çıkardığı esneklik enerjisinin % 85'inden fazlası levhaların yaklaşma kuşakları bölgelerindeki depremlerden kaynaklanmaktadır. Bu depremlerin çoğunluğu sığ odaklıdır.

Kıta-kıta çarpışma kuşaklarının okyanusal dalma-batma (subduction-yitme) kuşakları kadar ayrıntılı incelenmediği bir gerçektir. Bu yazıda, kıta-kıta çarpışma kuşaklarının en belirgin örneklerden biri olarak bakılan Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağı üzerinde yer alan bazı büyük depremlerin kaynak parametreleri incelenerek güncel deformasyon süreci içindeki konumu araştırılmıştır. Bu araştırma yapılırken ilgili depremlerin odak derinlik saptamalarına ağırlık verilmiştir. Çünkü, güncel deformasyon biçimi konusunun tartışmalı olduğu bu kuşakta deprem odak derinliklerinin duyarlı olarak bilinmesi önceliği vardır. Çünkü, bu kuşak için öne sürülen

1. Kuşak boyunca çok kalın tortul kütleler güneybatı-kuzeydoğu doğrultusunda hareketsiz temel üzerinde itilerek deforme olmaktadır. (Coney, 1973; Dewey ve Bird, 1970; Hynes ve McQuillan, 1974 ; Bird (Peter), 1976).

2. Güneybatı-kuzeydoğu sıkıştırma kuvvetleri temel yapıyı etkilemekte ve temeldeki kısalma sonucu üstteki tortullar kıvrımlanmaktadır (Lees, 1952; Falcon, 1969; Bird, Toksöz ve Sleep, 1975; Jackson ve Fitch, 1981).

3. Zagros Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağı boyunca bir dalma-batma olayının varlığı (Nowroozi, 1971, 1972).

gibi görüşlerin açıklığa kavuşması için duyarlı deprem odak derinlikleri bilinmelidir.

Burada, bu amaçla Bitlis-Zağros Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağı üzerinde seçilen bazı depremlerin WWSSN (World Wide Standart Seismograph Network) uzun-peryod düşey bileşen P dalgaları incelenmiştir. İncelenen bu depremler tarih sırasına göre 14.6.1964 Malatya depremi, 14.9.1968 Jahrom (İran) depremi, 12.4.1971 Tazarj (İran) depremi, 10.4.1972 Ghir (İran) depremi, 7.3.1975 depremi, 6.9.1975 Lice depremi, 21.3.1977 Khurgu depremidir. 7.3.1975 ve 21.3.1977 depremleri başka araştırmacılar tarafından daha önce incelenmiştir.

Yukarıdaki depremlerin kaynak değiştirgenlerinin saptanması için kinematik kaynak kuramı ilkeleri kullanılacaktır. (Langston ve Helmberger, 1975; Eyidoğan, 1983). Üretilen yapay P dalgaları gözlemsel verilerle karşılaştırılarak faylanma ile ilgili kinematik ve dinamik değiştirgenler saptanmaya çalışılacaktır. Daha sonra, saptanan bu değiştirgenler ile tektonik olgular arasında ilişkilere değinilecektir.

#### YÖNTEM VE VERİLER

Yukarıda sözü edilen depremlerin incelenmesi için deprem kaynağı kinematik yoldan taslaklanmıştır. Kaynak, üzerinde makaslama hareketi gelişen ve yırtılmanın düzgün olarak yayıldığı bir Haskell türü dislokasyon (faylanma) yüzeyi olarak düşünülmüştür. Eğer böyle bir faylanma yüzeyi üzerinde yer değiştirmenin (atımın) zamana göre davranışı (dislokasyon-zaman fonksiyonu yada kaynak-zaman fonksiyonu) tanımlanırsa kaynaktan herhangi bir uzaklıkta yer değiştirme hız yada ivme fonksiyonları elde edilebilir. Deprem kaynaklarının bu yolla incelenmesine ve gözlemsel verilerle karşılaştırılmasına son on yıldır çok önem verilmektedir. Ayrıntılı bir tarama Johnson (1979) ve Eyidoğan (1984)'da bulunabilir.

Buradaki uygulamada dislokasyon yüzeyinin tek düze (homogen) ve yönbağımsız (İzotrop) bir ortamda konumlandığı varsayılmıştır. Böyle bir dislokasyon alanının yakın ve uzak alanda oluşturacağı yerdeğiştirmenin bulunması ile ilgili matematik bağıntılar ve hesaplama biçimi ayrıntılı olarak Langston ve Helmberger (1975), Kanamori ve Stewart (1976) ve Eyidoğan (1984)'de bulunabilir.

Bu çalışmada, kaynak değiştirgenleri ile ilgili bulgular yalnız uzak-alan uzun peryod P dalgalarına dayandırılmıştır. Yapay P dalgaları hesaplanırken ramp biçimli bir nokta-dislokasyon fonksiyonu,  $T/Q$  ya bağımlı ( $T$ , Sismik ışının geliş zamanı ;  $Q$ , ilgili sismik ışın boyunca ortalama nitelik unsuru  $Q$ ) soğurma işleci, kayıtcı (sismograf) frekans yanıt fonksiyonu ve deprem odak derinlik fazları  $pP$  ve  $sP$  dalgaları evriştirilmiştir. Bu hesaplama sırasında, belirlenen  $\phi$ :

fay doğrultusu, L: fay boyu, W: fay genişliği ve h: odak derinliği gibi kinematik değişirgenler;  $\tau$  : nokta-dislokasyon yükselme zamanı,  $V_r$ : yırtılma hızı ve  $M_0$ : sismik moment gibi dinamik değişirgenlerde gözönüne alınmıştır. Ayrıca, geometrik yayılma ve yayınım örünü (radiation pattern) etkileride katılmıştır.

İncelenecek depremler belirlendikten sonra, bu depremleri kaydeden WWSSN istasyonlarından  $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$  arasındaki uzaklıklardaki uygun kayıtların filmleri büyütülmüş ve uygun P fazlarının kopyaları alınmıştır. Büyütülmüş P dalgası kopyaları sayısallaştırılmış ve yeniden çizilmiştir. Bu çizimler özgün kayıtlarla karşılaştırılarak yanlış sayısallaştırma denetimi yapılmıştır. Örneklem aralığı  $\Delta t = 0.4$  s olarak benimsenmiştir. Buna göre Nyquist frekansı  $F_N = 1.25$  Hz olmaktadırki, bu da uzun-periyod kayıtlarındaki çalışmalarda yeterli görülebilir.

## BÖLGENİN GENEL TEKTONİĞİ

Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrımlı kuşağı Alp-Himalaya dağ kuşağı üzerinde yer alan ana tektonik kuşaklardan biridir ve yüksek depremsellik gösterir. Kuşak, Orta Miyosen sırasında Arab-Avrasya kıtalarının çarpışmaları sonucu oluşmuştur. Zagros'daki Arab sığ deniz serileri içindeki Pliyosen Güncel kıvrımlanmaları ve bindirmeleri, bu iki levhanın (kıta) yakınlaşmasının günümüze kadar etkin olduğunu gösterir (Stöcklin, 1974; Ricou ve d. , 1977). Kuşak ortalama 2000 km uzunluktadır ve Oman körfezinden Güneydoğu Anadolu'daki Toroslar'a kadar GD-KB doğrultusunda uzanır. Zagros'taki Paleozoyik-Mezozoyik-Tersiyer sığ deniz tortullarının kalın, geniş kapsamlı ve uyumlu dizileri Tersiyer sonunda hafif kıvrımlanmalara uğramıştır. Güneybatıdaki hafif kıvrımlar kuzeydoğuda Zagros Bindirme çizgisi ile sınırlanan dar bindirme kuşağına doğru kıvrımlanma şiddetlerini yavaş yavaş arttırarak uzanırlar (Stöcklin, 1968). Kuzeydoğudaki Zagros Bindirme çizgisinden güneydoğuda gözlenebilen en uzak deformasyona kadar olan bölge kuşak boyunca KD-GB doğrultusunda 160-300 km arasındaki genişliklerde yer alır (Şekil 1). Stöcklin'e (1968, 1974) göre bindirme çizgisi boyunca uzanan ofiyolitik kuşak, Mezozoyik'te çok sayıda Kuzey Gondwana kıtasal parçalarını güneydeki Arab kalkanı'ndan ayıran Neo-Tetis'in varlığını yansıtmaktadır. Braud ve Ricou (1971)'e göre Zagros boyunca iki ana bindirme kuşağı vardır. Bu kuşaklar az-çok koşuttur ve arasına buluşurlar, ancak yer yer birbirlerinden ayrılırlar. Bu iki bindirme yaş bakımından çok az ayrı olmakla birlikte her ikisinde Misyosen kadar genç olan kayaları etkilerler.

Belki de kıvrımlı tortul kuşağın altında uzanabilen Prekambriyen Arab kalkanı çok düşük açıyla kuzeydoğuya doğru dalmaktadır.

Kalın kıvrımlı kuşak tümüyle, bu kalkan üzerinde uzanır. Uzun, koştut ve bakışık olmayan türde antiklinal ve sanklinallerle belirginleşen kıvrımlı serilerin, doğu kesimde bir çok tuz ekstrüzyonları ile kesildiği görülmektedir. Bu kıvrımlı kuşağın altında, Infrakambriyen yaşlı kalın tuz ve anhidrit serileri uzanmaktadır (Stöcklin, 1968). Jeofizik verileri yeterli olmamakla birlikte çalışmalar Zagros Kıvrımlı Kuşağı'nın çok kalın tortul tabakalardan oluştuğunu göstermektedir. Bölgede 4.8 km'ye kadar delinen kuyular çok kalın tortul kalınlığını ve sakin bir Tersiyer döneminin geçtiğini göstermiştir (Stöcklin ve Nabavi, 1973). Toplam tortul kalınlığı 7 km (Lees, 1952)'den 12 km (Falcon, 1969)'ye kadar değişmektedir. Morris (1977) havadan mağnetik verilerini kullanarak Zagros Kıvrımlı Kuşağındaki tortul kalınlıklarının 12 km'ye eriştiğini saptamıştır. Bütün bunlara rağmen, bölgedeki kıvrımlı tortul kütlelerin altındaki temel derinliği konusunda kesin bilgi yoktur. Morris (1977)'e göre temel yapı derinlikleri Khurgu'da 8-9 km, Ghir'de 8-10 km, Kazerun'da 8-10 km ve Dezful'da 12-15 km'dir.

Böylesine kalın bir tortul tabakalanma ve onun altında, kalınlığı ile ilgili kesin olmayan değerler belirlenen Infrakambriyen Tuz formasyonu, Zagros Kıvrımlı Kuşağı'nda bir dekolman (decollement) olayının varlığı konusunu gündeme getirmektedir. Jura, Yeni Guyana ve Zagros'daki ön-ülke bindirme ve kıvrımlı kuşaklarının deforme olmuş tortul örtülerinin altındaki kristalin temel yapıdan ayrıldığı (dekolman) bir çok yerbilimci tarafından benimsenmektedir (Coney, 1973). Kalın tortul tabakalar ile temel yapının etkileşimi konusunda yerbilimciler iki görüş öne sürmektedirler. Birinci görüşe göre, kıvrımlı kuşaktaki deformasyon tümüyle kalın tortul tabakalarla ilgilidir ve hareketsiz temel üzerinde tortul tabakalar GB-KD doğrultusundaki kuvvetler nedeniyle kıvrımlanmaktadır. İkinci görüşe göre ise, bu kuvvetler temel yapıyı etkilemekte ve temeldeki kısalma sonucu üstteki tortullar kıvrımlanmaktadır. Birinci görüş, Dewey ve Bird (1970), Hynes ve McQuillan (1974), Chapple (1975) ve Bird (Peter) (1976) tarafından paylaşılmaktadır. Dewey ve Bird (1970)'in belirttiklerine göre aradaki tuz tabakası kaymayı kolaylaştırmakta ve tortul serilerin temelden bağımsız kıvrımlanmasını sağlamaktadır. Temelin kısaldığı tezini ise Lees (1952), Falcon (1969), Bird ve d. (1975) ve Jackson ve Fitch (1981) savunmaktadırlar.

Stöcklin (1968)'e göre derinlerde yerleşen Prekambriyen temel Alpin hareketlerden çok az etkilenme olasılığı vardır. Ancak, Jackson ve Fitch (1981) Zagros Kıvrım Kuşağı altındaki temel in iki levhanın (Arab-Avrasya) çarpışmasından buyana büyük açılı ters faylanmalarla deforme olması olasılığının fazla olduğunu belirtmişlerdir.

Bölge ile ilgili depremsellik verileri Zagros'taki kalın tortul tabakaları ile altındaki temel arasındaki ilişkilerin aydınlanmasına şir-diye kadar büyük katkılarda bulunamamıştır. Deprem istasyonlarının az sayıda olması ve kabuk yapısının iyi bilinmemesi deprem odakla-rının büyük hatalarla bulunmasını sonuçlamaktadır. "Güncel deprem etkinliğinin temel yapıyla olduğu kadar tortul tabakalarda ilişkisi varmıdır" sorusu ancak Zagros bindirme depremlerinin odak derinliklerinin duyarlı olarak saptanmasıyla yanıtı kavuşabilecektir.

#### 14. 6. 1964 MALATYA DEPREMİ

14. 6. 1964 Malatya depremi ( $m_b = 5.5$ ), birçok kereler (1890, 1895, 1897, 1899, 1902) şiddetle sarsılmış, 1893 ve 1905 yıllarında ağır hasar görmüş Malatya yöresinde olmuştur. Deprem sonrası yapılan saha göz-lemelerinde ve araştırmalarda deprem faylanması ile ilgili nitelikte bir yarıma gözlenememiştir. Deprem ile ilgili olarak gözlenen çat-lakların daha çok tetiklenmiş kayma ve heyelan çatlakları olduğu an-laşılmaktadır. (Barut ve Gürel, 1964). Yöredeki yapılarda gözlenen çat-lakların durumundan düşey hareketin başat olduğu belirtilmiştir.

14. 6. 1964 depreminin odak mekanizması çözümleri daha ön-ce Canitez; (1969), McKenzie (1972) ve Büyükaşıkoğlu (1979) ta-rafından verilmiştir. İlk iki araştırmada bulunan çözümler nor-mal faylanma, üçüncü çalışmada ise doğrultu atımlı bir faylan-manın varlığı saptanmıştır. McKenzie (1972) nin çözümünde yalnızca bir düğüm düzlemi verilmiş ikinci düğüm düzlemi çizilememiştir. Yapay P dalgalarının hesaplanmasında, genellikle ilk hareket bilgilerine göre bulunmuş odak mekanizması çözümleri "başlangıç çözümü" olarak kullanılır. Bu çözümün güvenilir olması gerekir. Burada yapılan taslaklamada Canitez (1969) in çözümü başlangıç çözümü olarak alınmış ve en iyi çözüme gidil-miştir. Daha sonra kestirilen bu çözüm ve diğer kestirilmiş kay-nak değiştirgenleri için gözlemsel P dalgalarına en iyi uyumu veren yapay P dalgaları bulunmuştur. Taslaklamada WSSN ka-yıtlarından SHL, NDI, CHG, TOL ve ESK kullanılmıştır. Depremin büyüklüğünün fazla olmaması nedeniyle  $30^\circ$  den uzak kayıtların bir çoğundan yararlanılamamıştır. Bununla birlikte NDI, CHG ve SHL istasyonlarının basınç (compression) bölgesinde olmaları odak mekanizması çözümüne oldukça duyarlılık kazandırmıştır. Düğüm düzlemleri kuzey-güney doğrultulu ve birinin eğitiminin  $\delta = 80^\circ$  olduğu çözümün en iyisi olduğuna karar verilmiştir. P dalgalarının zaman ortamı taslaklaması sırasında odak derinliği olarak ISC (International Seismological Bulletin) nin verdiği  $h=3$  km değeri kullanılmıştır. Ancak bu odak derinliği için NDI, CHG ve SHL deki P dalga biçimlerinde görülen ikinci "tepe" ya-paylarda görülememiştir. Hesaplama kullanılan değiştirgenle-rin dökümü Çizelge 1 de verilmiştir. Bu "tepe" yada ,



"faz" diğer istasyonlarda da gözlemlendiğinden gürültü olarak değerlendirilememiştir. Bu Bunun üzerine, odak derinlikleri aşama aşama arttırılıp yapay P dalgaları üretilmiş ve gözlemsel kayıtlarla karşılaştırılmıştır. Şekil 2'de  $h = 10$  km den sonraki derinlikler için P nin ilk tepesini izleyen ikinci bir tepe belirmeye başlamıştır. Bu faz odak derinlik fazı pP dir. Normal faylanmalar için bu uzaklıktaki yayının örüntüsünde pP, P ile aynı yönlüdür. Böylece, dalga biçimi denetimi ile 14. 6. 1964 Malatya depreminin odak derinliği duyarlı olarak saptanabilmıştır. Buna göre odak derinliğinin  $h = 12-13$  km dir.

Şekil 3'de 5 WWSSN istasyonu için Çizelge 1'deki deştişirgenlere göre elde edilen yapay ve gözlemsel uzun peryod p dalgasının karşılaştırılması yapılmıştır. Uyum oldukça iyidir. SHL, NDI ve CHG istasyonları için pP derinlik fazı uyumu odak derinliğinin duyarlı olarak bulunmasına en önemli katkıyı yapmaktadır. Genlik uyumundan sismik moment ortalama  $M_0 = 6.0 \times 10^{24}$  dyn. cm bulunmuştur.  $M_0 = M \cdot D \cdot L \cdot W$  (Aki, 1966) bağıntısından ortalama fay atımı  $L = 5$  km ve  $W = 10$  km için  $D = 34$  cm;  $W = 5$  km için  $D = 68$  cm olarak saptanır. Burada, katılık  $M = 3.5 \times 10^{11}$  dyn/cm<sup>2</sup> alınmıştır. Keilis- Borok (1959) un dairesel faylanma için önerdiği gerilme düşümü bağıntısı  $\Delta\sigma = (7\pi/16) M \cdot (D/r)$  den  $L \cdot W = \pi r^2$  gibi alınarak r saptanabilir. Buna göre  $D = 34$  cm için  $\Delta\sigma = 41$  bar,  $D = 68$  cm için  $\Delta\sigma = 120$  bar dir.

Çizelge 1 : 14. 6. 1964 Malatya depremi kaynak deştişirgenleri

Oluş tarihi	: 14. 6. 1964	$\phi$ :	0°
Oluş zamanı	: 12:15:31. 4 <sup>(*)</sup>	$\delta$ :	80°
Enlem	: 38. 13°K <sup>(*)</sup>	$\lambda$ :	270°
Boylam	: 38. 51° D <sup>(*)</sup>	L :	5 km
$m_b$	: 5. 5 <sup>(*)</sup>	W :	10 km
h	: 33 km <b>i</b>	$\tau$ :	0. 5/s
	: 8 km <b>ii</b>		
	: 3 ± 7. 6 km <sup>(*)</sup>		
	: 12-13 km	$V_r$ :	3. 0 km/s
		$M_0$ :	$6. 0 \times 10^{24}$ dyne-cm
		$\bar{D}$ :	34 cm
		$\Delta\sigma$ :	41 bar
		mod :	Tek yönlü

- (\*) ISC  
i BCIS  
ii USGS

İşaretsizler bu çalışmada saptanan parametrelerdir.

#### 14. 9. 1968 JAHROM DEPREMİ

Zagros Kıvrımlı Kuşağı'nda yer alan bu deprem ( $m_b=5.8$ , ISC), Jahrom ve Mabarakabad yöresinde yıkıma neden olmuştur.

14. 9. 1968 Jahrom depremi odak mekanizması çözümleri daha önce McKenzie (1972), Nowroozli (1972) ve Dewey ve Grantz (1973) tarafından yapılmıştır. Dewey ve Grantz (1973) in 14. 9. 1968 olayı için buldukları P dalgası ilk hareket odak mekanizma çözümü McKenzie (1972) de verilen ile hemen hemen eşdeğerdir. Ancak, S dalgası Polarizasyon açısı için elde edilen mekanizma P dalgası çözümünden çok farklıdır. Dewey ve Grantz (1973) in bu depremin çoğul (multiple) faylanma yada karmaşık (complex) faylanma nitelikli olduğunu gösteren bulguları vardır. Eyidoğan (1983) da yapılan çalışmada bu depremin çoğul faylanma nitelikli olduğu anlaşılmıştır. Ancak bu bulgular Dewey ve Grantz (1973) in değerlerinden biraz ayrıdır.

14. 9. 1968 Jahrom depreminin kaynak özelliklerini incelemek için 9 WWSSN istasyonu P kayıdı kullanılabilmiştir. Azimutal dağılım sırasına göre bu istasyonlar BUL, PTO, TRI, ESK, COP, KON, NUR, UME ve KEV dir. Depremin fazla büyük olmaması çeşitli azimutlarda ve uzaklıklarda uzun periyot P dalgaları kayıtları kullanmamızı kısıtlamaktadır. P dalgalarının taslaklanması sırasında başlangıç çözümü olarak McKenzie (1972) nin çözümü kullanılmıştır. Daha sonraki aşamalarda bu çözüm değiştirilmemiştir. Ayrıca mekanizmanın çok fazla değişmediği durumda elde edilen veriler için yapay gözlemsel uyumunun çok fazla etkilenmediği görülmüştür. BUL istasyonu düğüm düzlemine yakın olduğundan mekanizma değişiminden en fazla etkilenen kayıdı vermektedir.

Uygun odak mekanizması çözümü, fay boyu ve yükselme zamanına karar verildikten sonra deprem odak derinliğinin dalga biçimine etkisi araştırılmıştır. Bu amaçla  $h=3$  km den 24 km ye kadar çeşitli odak derinlikleri için yapay P dalgaları hesaplanmış ve gözlemsel kayıtlarla karşılaştırılmıştır. Şekil 4'de ESK da çeşitli odak derinlikleri için saptanan yapay P dalgalarının gözlemsel kayıtlarla kıyaslanması yapılmıştır. Buna göre, 14. 9. 1968 depreminin odak derinliği  $h = 6-8$  km olarak bulunmuştur. Saptanan diğer kaynak değiştirgenleri ile tüm değiştirgenler Çizelge 2'de verilmiştir.

14. 9. 1968 Jahrom depreminin uzun periyot kayıtlarında ilk P fazından 5-6 s sonra ikinci bir faz belirmektedir. Bu ikinci faz ESK, NUR, PTO, TRI ve KON da daha belirgindir. Bu fazın ikinci bir kaynakla ilgili P fazı olabileceği düşünülmüştür. (Eyidoğan, 1983). Yapılan sına-yanılgı türündeki taslaklama işlemlerinden sonra bu

ikinci fazın birinciden 3-4 km uzaklıkta, doğu yönde, birinciye göre 5 s gecikmeyle ortaya çıkan ve % 50 sismik momentli bir faylanmadan kaynaklandığı bulunmuştur. Ancak, ikinci faylanmanın birinci faylanmaya göre konumu kesin değildir. Bununla birlikte, ikinci bir kaynağın varlığı benimsenmiştir. Dewey ve Grantz(1973), kısa periyot kayıtlarını inceleyerek bu depremin çok karmaşık yapıda olduğunu belirtmişlerdir.

Şekil 5'de 14. 9. 1968 Jahrom depremine iki kaynaklı bir deprem olayı yaklaşımıyla zaptanan yapay uzun-periyod P dalgaları ile gözlemsel P dalgaları kıyaslanması yapılmıştır. Kaynak değiştirgenleri Çizelge 2'de verilmiştir.

Çizelge 2 : 14. 9. 1968 Jahrom depremi kaynak değiştirgenleri

	Birinci kaynak	İkinci kaynak
Oluş tarihi : 14. 9. 1968		
Oluş zamanı: 13:48:26. 0 <sup>(*)</sup>	h : 6 km	: 5 km
Enlem : 28. 44 <sup>0</sup> K <sup>(*)</sup>	$\phi$ : 288 <sup>0</sup>	: 288 <sup>0</sup>
Boylam : 53. 11 <sup>0</sup> D <sup>(*)</sup>	$\delta$ : 30 <sup>0</sup>	: 30 <sup>0</sup>
m <sub>b</sub> : 5. 8	$\lambda$ : 90 <sup>0</sup>	: 90 <sup>0</sup>
h : 33 km I	L : 4 km	: 3 km
: 33 km II	W : 5 km	: 4 km
: 3 ± 11 km	$\tau$ : 2 s	: 1 s
	V <sub>r</sub> : 3. 0 km/s	: 2. 8 km/s
	M <sub>0</sub> : 5. 2x10 <sup>24</sup> dyne-cm	: 2. 8x10 <sup>24</sup> dyne-cm
	$\bar{D}$ : 74 cm	: 67 cm
	$\Delta\sigma$ : 142 bar	: 165 bar
	mod: tek yönlü	: tek yönlü
		$\Delta T$ : 5 .s
		$\Delta d$ : 3 km
		$\Delta \phi$ : 130 <sup>0</sup>

I : USGS

II : BCIS

X : ISC

#### 12. 4. 1971 TAZARJ DEPREMİ

12. 4. 1971 Tazarj depremi, Zagros Kıvrımlı Kuşağı'nda olmuştur. m<sub>b</sub> = 6. 0 (ISC) büyüklüğündeki bu depremden önce hafif bir ön sarsıntı olduğu belirtilmiştir (Berberian, 1976).

Bu depremin odak mekanizması çözümüne başka araştırmalarda raslanamamıştır. ISC in ilk hareket bilgileri ve gözlenmiş uzun-per-

yod P ilk hareketleri kullanılarak odak mekanizması çözümü yapılmıştır. Ters faylanma bileşeni büyük bir çözüm elde edilmiştir. Bu çözüm daha sonra P dalga biçimi denetimi ile en iyileştirilmiştir. Bulunan bu çözüm için HKC, SHK, SHL, BUL, NAI, MAT, WIN, PTO, TRI, VAL, KON, KTG ve GDH istasyonlarında yapay uzak-alan P dalgaları hesaplanmış ve gözlemsel kayıtlarla karşılaştırılmıştır.

Değişik odak derinlikleri için yapay P dalgaları elde edilmiştir. Bu deprem için daha önceden değişik bültenler tarafından verilen odak derinlikleri için gözlemsel kayıtlara uyumlu yapay P dalga biçimleri saptanamamıştır. Bunun üzerine  $h = 5$  km den başlayan değişik odak derinlikleri için yapay P dalgaları hesaplanmıştır. En iyi uyumun  $h = 10-12$  km'deki odak derinliği için elde edildiği görülmüştür. Şekil 6 da NAI istasyonu gözlemsel P dalgaları ayrı odak derinlikleri için hesaplanmış yapay P dalgaları ile kıyaslanmıştır.

Diğer kaynak değiştirgenlerinde saptanmasına yönelik hesaplamalardan sonra 13 WWSSN istasyonunda gözlenen uzun-periyod P dalgalarına iyi uyum sağlanmıştır. Bu değiştirgenler Çizelge 3'te verilmiştir. Şekil 7'de 13 istasyon için saptanan yapay P dalgalarının gözlemsel dalgalar ile kıyaslaması yapılmıştır.

Bu depremin bulunduğu bölgenin tektonik ve jeolojik nitelikleri gözönüne alındığında odak mekanizması çözümündeki kuzeybatıya dahlımlı ve ufak sol yanal atımı olan düğüm düzleminin deprem fayna karşılık geldiğini söyleyebiliriz. Bulunan odak mekanizması çözümünün KD-GB doğrultusunda ki bir düşey düzleme arka yarım-küre izdüşümü yapılarak depremin olduğu bölgedeki jeolojik kesitte gösterilmiştir. Şekil 8. Jeolojik kesit İran Ulusal Petrol Kurumu'nun haritasından alınmıştır. Bölgedeki kalın tortul tabakaları kesen ve olasılık-

Çizelge 3: 12. 4. 1971 Tazarj depremi kaynak değiştirgenleri

Oluş tarihi	: 12. 4. 1971	$\phi$ :	240°
Oluş zamanı	: 19:03:25. 2 (*)	$\delta$ :	50°
Enlem	: 28. 30° K (*)	$\lambda$ :	70°
Boylam	: 55. 61° D (*)	L :	5 km
$m_b$	: 6. 0 (*)	W :	10 km
h	: 44 km I	$\tau$ :	0. 5 s
	: 44 km II		
	: 145 km 3		
	: 37 ± 4. 2 (*)	Vr :	3. 0 km/s
	: 10-12 km	$M_0$ :	$8. 5 \times 10^{24}$ dyne-cm
		D :	48 cm
		$\Delta\sigma$ :	59
		Mod :	tek yönlü

I BCIS  
 II USGS  
 X ISC  
 § MOS

la temele erişen listrik türde ters faylanmalarla bu depremin odak derinliği ve mekanizma biçimi arasında belirgin ilişki vardır. ISC'nin derinlik fazı okumalarına göre odak derinliği  $35 \pm 57$  km olarak belirtilen bu depremin 10-12 km derinde bulunması kabuk içi deformasyon yerine kabuğun en üstündeki kalın tortul yapı deformasyonunun etkinliğine belirti olabilir.

#### 10.4.1972 GHİR DEPREMİ

Zagros Kıvrımlı Kuşağı'nda yer alan bu yıkıcı deprem ( $m_b = 6.0$  ISC) 14.9.1968 Jahrom depremine oldukça yakın bir bölgede olmuştur. Aralarındaki uzaklık 30 km kadardır (Dewey ve Grantz, 1973). Deprem çok şiddetli olarak duyulmuş ve ana sarsıntıdan önce bir kaç öncü sarsıntı olmuştur. (Berberian, 1976). Ana sarsıntı "bir kaç on saniye" sürmüştür. (Ambraseys, Moinfar ve Tchalenko, 1972). Gözlemler sonucunda, çatlakların ikincil nitelikte olduğu öne sürülmüştür. Faylanmanın Zagros tortul dizilerinin altında olduğu ve böylece "bir kaç on santimetrelik" yer değiştirmenin yeryüzüne varınca kadar kalın tortul diziler tarafından yutulduğu savlanmıştır.

Ghir depremi ana sarsıntı odak mekanizması çözümü North (1972), Dewey ve Grantz (1973) tarafından incelenmiştir. Jackson ve Fitch (1979) ve Jackson ve Fitch (1981) bu depremin ana ve art sarsıntı yerlerini yeniden saptamışlar ve uzak-alan P dalgalarının taslaklamasını yapmışlardır. Ana sarsıntı odak derinliği P varışlarına göre  $h = 11 \pm 7.9$  km (ISC), P dalgasının bileştirilerek (synthesize) incelenmesiyle  $h = 12 \pm 4$  km olarak saptanmıştır (Jackson ve Fitch, 1981). Deprem ile ilgili fayın boyu art sarsıntı alanı verisinden 35 km (Dewey ve Grantz, 1973), P dalga spektrumu köşe frekansından 40 km (Jackson ve Fitch, 1981) olarak bulunmuştur.

Bu deprem ile ilgili kaynak değiştirenlerinin saptanması için kullanılan WWSSN kayıtları HKC, SHK, MAT, LEM, MUN, TOL, PDA, PTO, VAL, ESK, COP, KTG, NUR, KON, KEV, NOR ve KOD istasyonlarından alınmıştır. Uzun-periyod düşey bileşenlerde gözlenen P dalgaları taslaklanmıştır.

Şekil 9'da gösterildiği gibi, bu depremin karmaşık yada çoğul faylanma türünde bir kaynak özelliği vardır. Bu tartışma Eyidoğan (1983) da yapılmıştır. Başlangıç çözümü, fay boyu ve odak derinlikleri gibi değiştirenler Jackson ve Fitch (1981) den alınmış ve taslaklama bunlara göre yapılmıştır.  $L = 40$  km gibi bir fay boyu için saptanan P dalgalarının gözlemsel P dalgalarına uyumu elde edilememiştir. Fay boyu ve odak derinlikleri değiştirilerek gözlemsel verilerle uyum aranmıştır. En iyi uyum deneme ve sınama ile

$L = 10$  km  $h = 8-10$  km ve Çizelge 4'de verilen diğer değiştirgenler için elde edilmiştir. Şekil 10 da,  $h = 8$  ve  $h = 10$  km odak derinlikli kaynak taslağı için üretilen uzun-periyod yapay P dalgalarının 4 WWSSN istasyonundaki gözlemsel dalgalara uyumu görölmektedir. Bu deprem için 10 km den daha derin odak derinliklerinin uygun olmadığı anlaşılmaktadır. Şekil 11'de, KEV istasyonu ve değişik odak derinlikleri için üretilen yapay P dalgalarının gözlemsel dalgalarla karşılaştırılması bunu vurgulamaktadır.

Daha ayrıntılı incelemeler sonucu bu depremin çoğul faylanma nitelikli olduğu bulunmuştur. Yapılan taslaklamalara göre depremin ilk ana sarsıntısından sonra birinciye göre sismik momenti % 50 olan ve 7-8 s gecikmeli ikinci bir faylanma ve % 70 sismik momentli ve 15-16 s gecikmeli üçüncü bir faylanma olayı saptanmıştır. Her üç sarsıntı için faylanma boyu  $L = 10$  km bulunmuştur. İkinci kaynağın odak mekanizması için "pure normal" faylanma alındığında iyi bir yapay-gözlemsel uyumu elde edilmekle birlikte ikinci fazın örtülmesi nedeniyle dalga biçiminin denetimi zayıf olmaktadır. Şekil 12'de, Çizelge 4'deki değiştirgenler için saptanmış yapay uzun-periyod P dalgalarının on yedi WWSSN istasyonunda kaydedilen gözlemsel P dalgaları ile karşılaştırılması yapılmıştır.

## Çizelge 4 : 10. 4. 1972 Ghir depreminin kaynak değiştirgenleri

	1. KAYNAK	2. KAYNAK	3. KAYNAK
Oluş tarihi	h : 8-10 km	5-7 km	6-8 km
Oluş zamanı	ø : 281°	281°	281°
Enlem	δ : 40°	40°	40°
Boylam	λ : 90°	270°	90°
m <sub>b</sub>	L : 10 km	10 km	10 km
h	W : 10 km	5 km	6 km
	τ : 2.0 s	2.0 s	2.0 s
	Mo : 57 x 10 <sup>24</sup> dyne-cm	28 x 10 <sup>24</sup> dyne-cm	37 x 10 <sup>24</sup> dyne-cm
	D : 163 cm	160 cm	176 cm
	Vr : 3.0 km/s	3.0 km/s	3.0 km/s
	: 142 bar	191 bar	190 bar
	mod : tek yönlü	tek yönlü	tek yönlü
		doğuya doğru	
	Δ T :	7-8 s	15-16 s
	Δ d :	10 km	20 km
	Δ ø :	45°	90°

I BCIS  
 I x QUE (Quetta)  
 x I USGS  
 x ISC  
 xx Jackson ve Fitch (1981)

## 6.9.1975 LİCE DEPREMİ

6.9.1975 Lice depremi ( $m_b = 6.0$ , ISC) güneydoğu Anadolu'da Bitlis Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağı'nın üzerinde olmuştur. Aletsel kayıt döneminde güneydoğu Anadolu'da saptanan ender büyük depremlerden biridir. Bölgede güncel depremsellik yüksek olmamakla birlikte geçmiş 2000 yıldır bu kuşakta yıkıcı depremlerin olduğu öne sürülmüştür. Bölge, depremden önce, İmar ve İskan Bakanlığı Deprem Araştırma Enstitüsü deprem bölgeleri haritasında 1963-1973 yılları arasında üçüncü dereceden deprem bölgesi olarak tanımlanmıştır.

Lice depreminin olduğu sahadaki çatlaklar Arpat (1977) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiş ve yorumlanmıştır. Yüzeyle gözlenen kırıklar çoğunlukla doğu-batı doğrultusunda koşut yönlendirlerdir. Arpat (1977) sahada gözlediği kırıkların kuzey-güney doğrultulu sıkışma olayını yansıtabileceğini belirtmiştir. Gözlenen kırıkların uzanımı 10' - 12 km lik bir alanda yer almaktadır.

6.9.1975 depreminin kaynak değiştirgenleri daha önce değişik tür sismolojik yöntemler kullanılarak ayrıntılı incelenmiştir (Eyidoğan 1980). O çalışmada Lice Depreminin uzun-peryod P dalgalarının taslaklanması yanısıra ana ve art sarsıntı yerleri yeniden saptanmış, P ve S dalgalarına göre odak mekanizması çözümleri bulunmuş ve yüzey dalgalarının yayılım örüntüleri incelenmiştir.

Odak mekanizması çözümü P dalgası ilk hareketlerinden bulduktan sonra S dalgası polarizasyon açıları dağılımı ile denetlenmiş ve bu çözüm yapay P dalgalarının saptanmasında başlangıç çözümü olarak kullanılmıştır.

Uzun-peryod düşey bileşen P dalgalarının yapay taslaklanması 15 WWSSN istasyonu için yapılmış ve gözlenmiş P dalgaları ile karşılaştırılarak kaynak değiştirgenleri daha duyarlı olarak saptanmaya çalışılmıştır. Değişik odak derinlikleri için P dalga biçimleri elde edilmiştir.  $h = 5$  km'den 35 km'ye kadar odak derinlikleri için saptanan dalga biçimlerinin, PTO da gözlenmiş dalga ile kıyaslanması Şekil 13'de gösterilmiştir. Sonuçta, Lice depreminin odak derinliği için en uygun derinliğin  $h = 15$  km olduğu bulunmuştur. Bu depremle ilgili odak derinliği ISC tarafından  $h = 32 \pm 4.6$  km olarak verilmiş bulunmaktaydı.

Diğer kaynak değiştirgenlerinin de incelenmesi sonucunda Lice depremi için en uygun kaynak değiştirgenleri Çizelge 5'deki gibi elde edilmiştir. Şekil 14'de 15 WWSSN istasyonunda gözlenmiş uzun-per-



yod P dalgalarının Çizelge 5'deki değiştirgenlere göre çizilmiş yapay P dalgaları ile kıyaslanması yapılmıştır.

Elde edilen çözümdeki kuzeye dalımlı düğüm düzleminin deprem faylanması ile ilişkili olduğu sonucuna varılmıştır. Kayma vektörü ters faylanma bileşeni kadar sol yanlı doğrultu atımlı bir hareket bileşenide içermektedir.

Çizelge 5 : 6.9.1975 Lice depreminin kaynak parametreleri

Oluş tarihi	: 6.9.1975	$\phi$ :	250°
Oluş zamanı	: 09:20:12.4 (*)	$\delta$ :	54°
Enlem	: 38.51° K (*)	$\lambda$ :	40°
Boylam	: 40.77° D (*)	L :	13 km
$m_b$	: 6.0 İ	W :	13 km
h	: 26 km (**)	$\tau$ :	2.0 s
	: 32 ± 4.6 km (*)	$V_r$ :	3.0 km/s
	: 15 km	$M_0$ :	7.9 x 10 <sup>25</sup> dyne/cm
		$\bar{D}$ :	133 cm
		$\Delta\sigma$ :	88 bar
		Mod :	tek yönlü, batıya doğru

\* Eyidoğan (1980)

\*\* USGS

I ISC

### 21.3.1977 KHURGU DEPREMİ

21.3.1977 Khurgu depremi güneydoğu Zagros Kıvrımlı Kuşağı'nda oluşan büyük depremlerden ( $m_b = 6.2$ , ISC) biridir.  $m_b = 5.0$  den büyük art sarsıntılarının sayısı oldukça fazladır. Ana sarsıntı ve büyükçe dört art sarsıntısının deprem odak mekanizması çözümleri ve yapay uzun-periyod P dalgası taslaklamaları Jackson ve Fitch (1981) tarafından ayrıntılı incelenmiştir. Bu inceleme sonucu, ana ve art sarsıntı odak derinliklerinin hepsi 15 km'den daha sığ elde edilmişlerdir.

şekil de 21.3.1977 Khurgu depreminin 6 WWSSN istasyonundaki gözlemsel P dalgalarının Jackson ve Fitch (1981) tarafından elde yapay dalgalar ile karşılaştırılması yapılmıştır. En iyi uyum  $h = 12$  km'lik odak derinliği için bulunmuştur.

Jackson ve Fitch (1981) in ana ve ilk art sarsıntı için bulduğu odak derinlikleri ve odak mekanizması çözümleri kullanarak şekil 15 çizilmiştir. şekildeki alt yarım-küre odak mekanizması çözümleri arka yarım küre çözümlerine dönüştürülmüş ve İran

Ulusal Petrol Kurumu'nun bu bölgeyi kesen Jeolojik kesitinde yerleştirilmiştir. 7. 3. 1975 depreminin odak derinlik değeri Kadinsky-Cade ve Barazangi (1982) tarafından P dalgası bileştirilmesi ile bulunmuştur.  $h = 11$  km olarak verilen odak bölgesinin 21. 3. 1977 Khurgu depremi kaynak bölgesi ile yakın ilişkide olduğu anlaşılmaktadır.

## SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağı üzerinde oluşan yedi depremin WWSSN uzun-peryod P dalga kayıtları incelenmiştir. Kinematik ve dinamik kaynak değıştirgenleri için oluşturulan yapay P dalgaları gözlenmiş dalgalarla karşılaştırılmış ve ilgili depremlerin kaynak özellikleri bulunmaya çalışılmıştır. Odak derinlik fazları pP ve sP nin cisim dalgası P nin dalga biçimine önemli etkileri gözönüne alınarak incelenen depremlerin duyarlı odak derinlikleri saptanmasına önem verilmiştir. Kuşaktaki depremlere kıyasla büyük sayılabilecek bu depremlerin çoğunluğunun 12 km'den az olmak üzere  $h = 15$  km'den daha derinde oluşmadıkları saptanmıştır. Bu bulgu, kuşak boyunca süregiden etkinliğin kinematiği açısından önemlidir.

İncelenen depremlerin odak mekanizması çözümleri ve odak derinlikleri gözönüne alındığında, Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağı boyunca Kuzey-güney doğrultulu bir sıkışma düzeninin sürdüğü anlaşılmaktadır. Avrasya-Arab levhalarının çarpışmasından kaynaklanan deformasyonun bu kuşak boyunca çok sık bir deprem etkinliğine neden olduğu görülmektedir. Burada incelenen depremler için elde edilen odak derinliklerinin, ISC, USGS ve BCIS gibi bültenlerde belirtilen derinliklerden bir kaç kat daha sık olduğu bulunmuştur.

Bu kuşakta yeralan, büyüklüğü  $M_s = 6.0$  ve daha büyükçe bir çok deprem için NOAA'nın varış bilgilerine göre hesapladığı odak derinliklerinin 45 km 'den daha derinlerde yer almadığı görülmüştür (Eyidoğan, 1983). Jackson ve Fitch (1979), Orta Doğu ve çevresindeki deprem odaklarının olduğundan daha derinlerde saptandığını ve hatanın küçük depremler için arttığı sonucuna varmışlardır. Bu tür bulgular, Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağı boyunca bir dalma-batma kuşağının varlığı tartışmasını, etkin bir sık deformasyon ve kalın kıvrımlı kuşak-temel yapı etkileşimi konusundaki tartışmalara kaydırmaktadır.

Bugüne kadar yapılan çalışmalarını toparlayacak olursak sonuçları çok kısa olarak şöyle sıralayabiliriz.

1- 14. 6. 1964, 14. 9. 1968, 12. 4. 1971, 10. 4. 1972, 7. 3. 1975, 6. 9. 1975 ve 21. 3. 1977 depremleri ve Jackson ve Fitch (1981) in

incelediği diğer 5 deprem de olduğu gibi kuşak boyunca çok sık depremsellik.

2- Bindirme kuşağına koşut uzanan yer yer çok kalın ( 12 km) ve geniş alanlara yayılmış tortul kıvrımlı kuşak. Bu kıvrımlı kuşağın altında uzanan Infra-Kambriyen tuz formasyonu.

3- Kuşak boyunca bir çok yerde kesin derinliği bilinmeyen ve tuz formasyonlarının altında uzanan temel yapı olgusu.

4- Bindirme çizgisini kuzeyde doğal bir sınır gibi gösteren ve tüm kıvrımlı kuşağa yayılmış etkin bir depremsellik.

Tüm bu özelliklerin kuşak boyunca birbiriyle ilişkili olduğu düşünülmektedir. Eldeki sonuçlar temel yapının en üst bölümlerinin büyük açılı ters faylanmalar ile kısalma olayına katıldığını göstermek eğlimindedir (Jackson ve Fitch, 1981). Ancak, neden tüm kabuğun bu kısalmaya katılmayıp yalnızca en üst bölümlerinin katıldığı açık değildir.

Düşüncemiz, kuşak boyunca süren sıkışma ve deformasyon oluşumu sırasında kalın tortul kütlelerin kendisinin ve tortul kütleleri ile temel yapı arasındaki ilişkilerin büyük sayılabilecek depremlerin ortaya çıkmasında bir işlevi olduğu biçimindedir. Konuyla ilgili daha duyarlı bilgilere kavuşmak için deprem istasyonlarının sayısının ve duyarlılığının yükseltilmesi, kabuk sismolojisi, gravite, manyetik ve ısı akısı çalışmalarının çoğaltılması ilk akla gelen çözümler olarak önerilebilir.

## KAYNAKLAR

- Aki, K., 1966, Generation and propagation of P waves from the Nigato earthquake of June 16, 1964: Part I and II, Bull. Earthq. Res. Inst. 44, 23-88.
- Ambraseys, N. N., Moinfar A. A. and Tchalenko J. S. 1972, Ghir earthquake of 10 April 1972, Unesco, SN 2789/RMO, RD/SCE, Paris.
- Arpat, E., 1977, 1975, Lice depremi, Yeryuvarı ve İnsan 2, 15-27.
- Barut, Z. ve Gürel, O., 1964, 14. 6. 1964 Malatya depremi raporu, İmar ve İskan Bakanlığı Deprem Araştırma Enstitüsü, Ankara.
- Berberian, M., 1976, Contribution to the seismotectonics of Iran, (Part II), Geological Survey of Iran, Report No. 39.,
- Bird, P., Toksöz M. N. and Sleep N., 1975, Thermal and Mechanical Models of Continent - Continent Convergence Zones, J. Geophys. Res. , 80, 4405, 4416.
- Bird, P., 1976, Thermal and Mechanical Evolution of continental convergence zones: Zagros and Himalayas, Ph. D. Thesis., M. I. T., U. S. A.,
- Braud, I. and L. E. Ricou, 1971, L' accident du Zagros ou main thrust un charriage et un coulissement., C. R. Acad. Su., Paris. Ser. D., 272, 203-206.
- Büyükaşikoğlu, S., 1979, Sismolojik verilere göre Güney Anadolu ve Doğu Akdeniz'de Avrasya-Afrika levha sınırının özellikleri, İ. T. Ü. Maden Fakültesi, Doçentlik Tezi.
- Camtez, N., 1969, Türkiye ve civarında deprem odak hareketleri ve gerilme dağılımları, İTÜ, Maden Fakültesi, İstanbul.
- Chapple, W. M., 1975, Mechanics of thin skinned fold and thrust belts, EOS, Tran. Amer. Geophys. U., 56, 457.
- Coney, P. J., 1973, Plate tectonics of Marginal foreland thrust-fold belts, Geology, November, 131-134.
- Dewey, J. E. and Bird, J. M., 1970, Mountain belts and the new global tectonics, J. Geophys. Res., 75, 2615-2647.
- Dewey, J. W. and Grantz A., 1973, The Ghir Earthquake of April 10, 1972 in the Zagros Mountains of southern Iran: Seismotectonics aspects and some results of field reconnaissance, Bull. Seism. Soc. Amer., 63. 2071-2090.

- Eyidoğan, H. , 1980, The source parameters of the Lice, Turkey earthquake of Sep. 6. 1975, in individual studies by participants at the I. I. S. E. E. , 16, 107-130.
- Eyidoğan, H. , 1983, Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağı'nın Sismotektonik özellikleri, doktora tezi, İ. T. Ü. Maden Fakültesi, İstanbul.
- Eyidoğan, H. , 1984, Yalın ve çoğul faylanma olaylarının yakın ve uzak alan cisim dalgası taslaklanması, Jeofizik, (Baskıda).
- Falcon, N. L. , 1969, Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros Range; in time and place orogeny, Spec. Publ. Geol. Soc. Land. , 3, 9-22.
- Hynes, S. J. and McQuillan, H. , 1974, Evolution of the Zagros Suture Zone, Southern Iran, Geol. Soc. Amer. Bull. , 85, 739- 744.
- Jackson, J. A. and Fitch T. J. 1979, Seismotectonic implications of re-located aftershock sequences in Iran and Turkey, Geophys. J. S. Astr. Soc. , 57, 209-229.
- Jackson, J. A. and Fitch, T. J. 1981, Basement faulting and the focal depths of the larger earthquakes in the Zagros Mountains (Iran), Geophys. J. R. Astr. Soc. , 64, 561-586.
- Johnson, L. R. , 1979, Seismic source theory, Reviews of Geophysics and Space Physics, 17, 2, 328-336.
- Kadinsky-Cade, K. and Barazangi, M. , 1982 Seismotectonics of Southern Iran: The Oman Line, Tectonics, 1, 5, 389-412.
- Kanamori, H. and Anderson, D. L. , 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Amer. , 65, 5, 1073-1095.
- Keilis-Borok, V. I. , 1959, An estimation of displacement in an earthquake source and source dimensions, Ann. Geofis. (Rome), 12, 205-214.
- Langston, G. A. and D. V. Helmberger, 1975, A Procedure for modelling shallow dislocation sources, Geophys. J. R. Astr. Soc. , 42, 117-130.
- Lees, G. M. , 1952, Forland folding, Q. J. Geol. Soc. London, 108, 1-33.
- McKenzie, D. P. , 1972, Active tectonics of the Mediterranean region, Geophys. J. Roy. Astr. Soc. , 30, 109-185.
- Morris, P. , 1977, Basement structure as suggested by eoromag-

netic surveys in S. W. Iran, Oil Service Company of Iran Internal report.

North, G. R., 1977, Seismic moment, source dimensions and stresses associated with earthquakes in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 48, 137-161.

Nowroozi, A. A., 1971, Seismotectonics of the Persian Plateau, eastern Turkey, Caucasus, and Hindu Kush region, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 61, 317-341.

Nowroozi, A. A., 1972, Focal mechanism of Turkey, West Pakistan, and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 62, 832-850.

Ricou, L. E., Braud J. and Brunn, J. H. 1977, Le Zagros, *Mem. Soc. Geol. Fr.*, 8, 33-52.

Stöcklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: A review: *Amer. Assoc. Petroleum Geologist Bull.*, 52, 1229-1258.

Stöcklin, J., 1974, Possible ancient continental margins in Iran, in: C. A. Burk and C. L. Drake (Eds), *The Geology of the Continental Margins*, Verlag, Berlin, (1974), 873-887.

Stöcklin, J. and Nabavi, M. H., 1973, Tectonic map of Iran, *Geol. Surv. Iran*.

## ŞEKİL BAŞLIKLARI

- Şekil 1 : Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrım Kuşağının genel tektonik özellikleri. Şekilde verilen odak mekanizma çözümlerinin ait olduğu depremler P dalgası bileş - tirme yöntemi ile incelenmişlerdir. Odak mekaniz - ması çözümleri Schmidt izdüşüm ağına alt yarım kü - re için yapılmıştır. Odak kürelerinin koyu yerleri yu - karı, açık yerleri ise aşağı doğru ilk okumaların iz - düşüm bölgeleridir.
- Şekil 2 : 14.6.1964 depreminin NDI istasyonundaki uzun periyod P dalgası ile çeşitli derinliklerdeki odak derinlikleri için hesaplanmış yapay P dalgasının karşılaştırılması. NDI istasyonunun uzaklığı  $\Delta = 35^{\circ}.5$  dir. Buradaki kay - nak taslağı için  $\alpha_0 = \alpha_h = 6.8$  km/s,  $\rho_0 = \rho_h = 2.8$  gr/cm<sup>3</sup> ve  $v_r = 3.0$  km/s alınmıştır.
- Şekil 3 : 14.6.1964 depremi için saptanan kaynak parametrele - rine göre hesaplanmış yapay uzun periyod P dalgası ile gözlemsel verilerin karşılaştırılması. Şeklin sağ üst köşesinde kaynak parametreleri, sol alt köşesinde ise uzak-alan kaynak fonksiyonu yer almaktadır. Or - talama sismik moment  $M_0 = 6.0 \times 10^{24}$  dyne-cm dir.  $G_1$  gözlemsel; Y ise yapay verileri simgeler.
- Şekil 4 : 14.9.1968 Jahrom depremi ESK istasyonu kaydının çeşitli deprem odak derinlikleri için yapay uzak alan P dalgalarının değişimi, her dalganın ilgili olduğu odak derinliği şeklin sağ üstünde yazılmıştır. Sağ alt tarafta yazılan sayılar sismik moment değeridir ve  $10^{24}$  dyne-cm ile çarpılmalıdır.  $\delta = 288^{\circ}$ ,  $\delta = 30^{\circ}$ ,  $\lambda = 90^{\circ}$   $\tau = 2s$ ,  $L = 4$  km,  $V_r = 3$  km/s ve  $T_0/Q_{\infty} = 1$  s olarak alınmıştır.
- Şekil 5 : 14.9.1968 Jahrom depremi için karar verilen kaynak parametrelerine göre gözlenmiş yapay uzak- alan P dalgalarının odak küresi etrafında azimutal dağı - lımları. Şekilin sol alt köşesinde uzak-alan kaynak fonksiyonu gösterilmiştir. Fonksiyonun kurulması için kinematik kaynak fonksiyonu taslağından yararlanıl - mıştır. Burada  $T_0/Q_{\infty} = 1$  s için üretilen soğurma işle - ci kullanılmıştır.
- Şekil 6 : 12.4.1971 Tazarj depreminin NAI uzun periyod P kayı - dının, belirlenen kaynak parametreleri için çeşitli odak derinliklerine göre hesaplanan yapay P dalgası biçimleri ile karşılaştırılması. Burada,  $\delta = 240^{\circ}$

$\delta = 50^\circ$ ,  $\lambda = 70^\circ$ ,  $\tau = 0.3$  s,  $L = 5$  km,  $V_r = 3.0$  km/s ve  $T_0/\bar{Q}_\alpha = 1$  s değerleri kullanılmıştır.

Şekil 7 : 12.4.1971 Tazarj depremini  $30^\circ$  ile  $90^\circ$  arasında kaydeden 13 WWSSN uzun peryod istasyonunun gözlemsel P dalgaları ile şekilde verilen kaynak parametreleri için hesaplanmış yapay P dalgaları ile karşılaştırılması.

Şekil 8 : 29.7.1968 ve 12.4.1971 depremlerinin mekanizma çözümleri ile tektonik süreksizler arasında belirgin bir ilişkiden söz edilebilir. 12.4.1971 depreminin derinliği burada  $h = 10-12$  km olarak saptanmıştır. Taralı olan formasyon, İfrakambriyen Hürmüz Tuz serisini belirler. 12.4.1971 depreminin  $00^\circ$  fay ile ilişkisi açıktır. Çözümler arka-yarım küre izdüşümüne göre yapılmıştır.

Şekil 9 : 10.4.1972 Ghir depreminin 5 ayrı WWSSN istasyonu için uzun peryod kayıtlarında P dalgası ve ondan sonraki gelişlerin karşılaştırılması. Oklar ilk şokun ardından oluşan ikinci bir şokun kayıtlarda belirlediği yeri göstermektedir. KEV ve NOR istasyonlarında, ikinci şokun birinciye yakın bir genlikle kaydedildiği gözlenmektedir.

Şekil 10 : Odak derinliğinin 8 ve 10 km değerleri için saptanan yapay uzak-alan P dalgalarının bazı WWSSN istasyonlarındaki gözlemsel P dalgaları ile karşılaştırılması. Burada  $\theta = 281^\circ$ ,  $\delta = 40^\circ$ ,  $\lambda = 90^\circ$ ,  $\tau = 2$  s,  $L = 10$  km,  $V_r = 3$  km/s,  $\alpha_c = \alpha_h = 6.8$  km/s ve  $T_0/\bar{Q}_\alpha = 1$  s alınmıştır.

Şekil 11 : Çeşitli odak derinliklerinin KEV istasyonu yapay P dalgası kaydında oluşturduğu değişimler.  $\theta = 281^\circ$ ,  $\delta = 40^\circ$ ,  $\lambda = 90^\circ$ ,  $L = 10$  km,  $\tau = 2$  s,  $T_0/\bar{Q}_\alpha = 1$  s,  $\alpha_h = 6.8$  km/s alınmıştır.

Şekil 12 : 10.4.1972 Ghir depreminin kaynak taslaklaması sonucu elde edilen üç kaynaklı çoğul faylanma taslağına ait yapay P dalgalarının gözlenmiş P dalgaları ile karşılaştırılması. Taslak ile ilgili bilgiler şeklin sol üst köşesinde ve Çizelge 4'de bulunabilir. Ayrıca, uzak-alan kaynak fonksiyonu da gösterilmiştir.

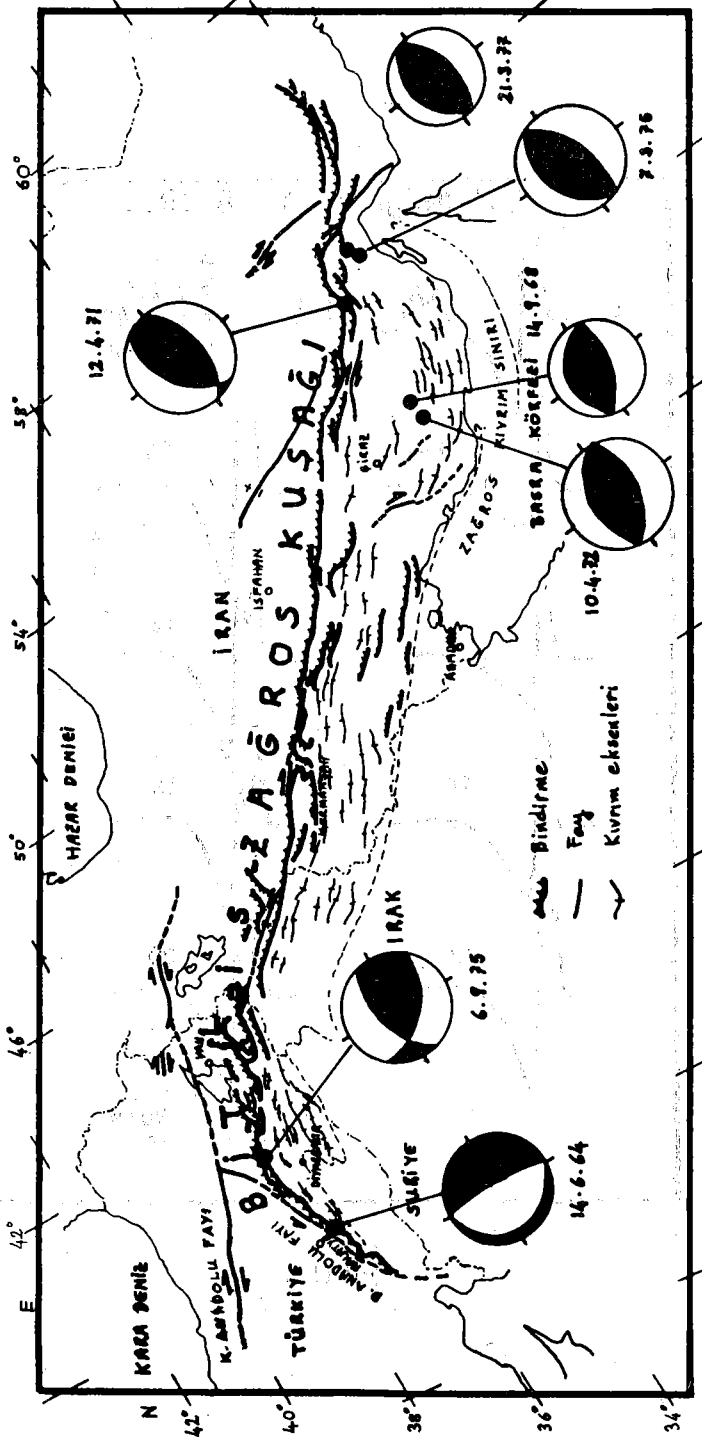
Şekil 13 : Deprem odak derinliğinin PTO daki yapay P dalgası biçimine ve genliğine etkisi gösterilmiştir.  $h$ , odak derinliğini,  $A$ , sıfır-tepe genliğini ve  $M_0$ , sismik Momenti belirtir. Diğer kaynak parametrelerinin değiş-



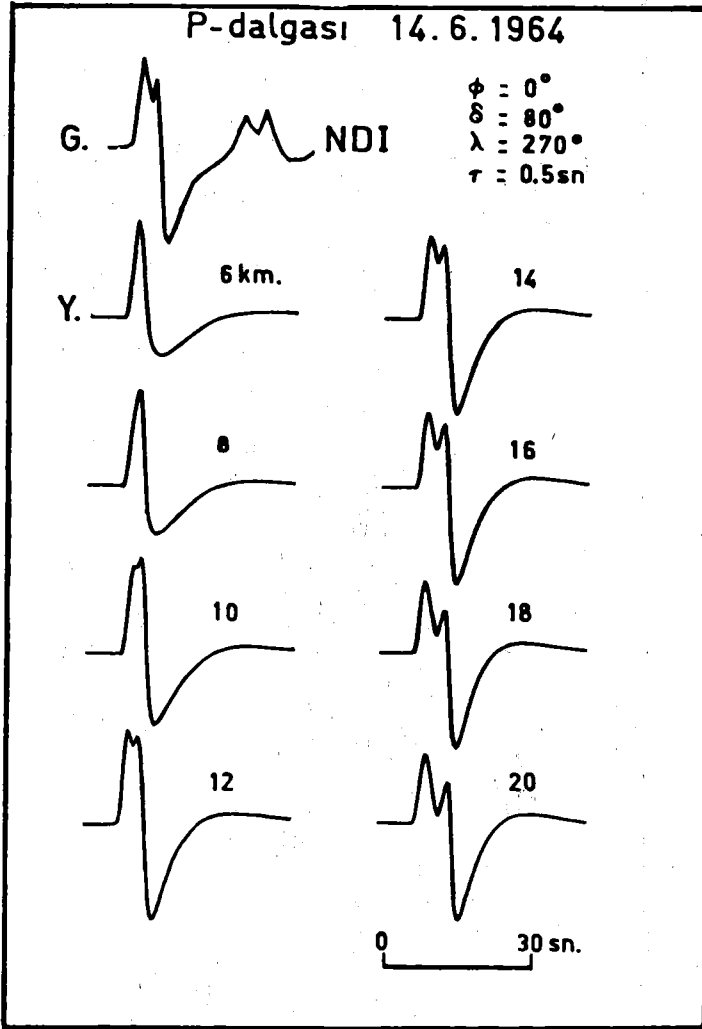
mez tutularak odak derinliğinin değişmesi ile elde edilen bu dalga biçimlerinden  $h = 15$  km'de en iyi uyum sağlanmıştır.

Şekil 14 : Gözlenmiş ve yapay P dalgalarının kıyaslanmaları. Yapay P dalgalarının hesaplanması sırasında  $\delta = 250^\circ$ ,  $\delta = 54^\circ$ ,  $\lambda = 40^\circ$ ,  $L = 13$  km,  $h = 15$  km,  $\tau = 2$  s,  $V_r = 30$  km/s ve  $T_0/\bar{Q}_\alpha = 1$  s olarak alınmıştır. Gözlenmiş P dalgası genlikleri (sıfır-tepe) ve sismik moment değerleri sırasıyla dalgaların sağ üst ve sol alt köşelerine yazılmıştır.

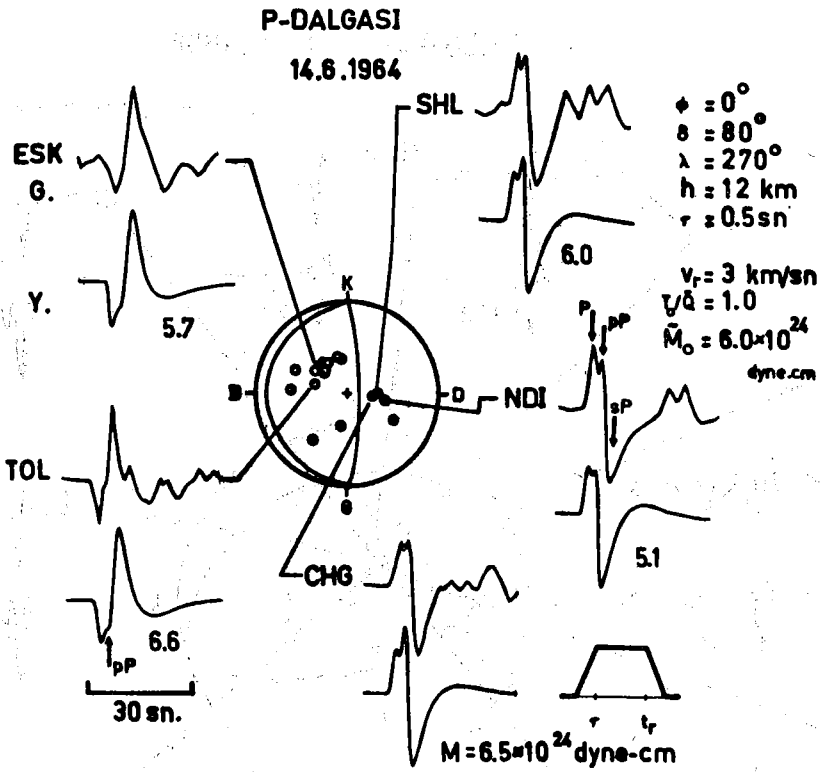
Şekil 15 : 21.3.1977, 22.3.1977 ve 7.3.1975 depremlerinin odak derinlikleri P dalgası bileştirmesi ile saptanmıştır. Jeolojik kesit, sığ odak derinlikleri ve odak mekanizması çözümleri sığ bir deformasyonun varlığına açık birer kanıt oluşturmaktadırlar. Listrik faylanmanın noktalı kısımları yazar tarafından çizilmiştir.



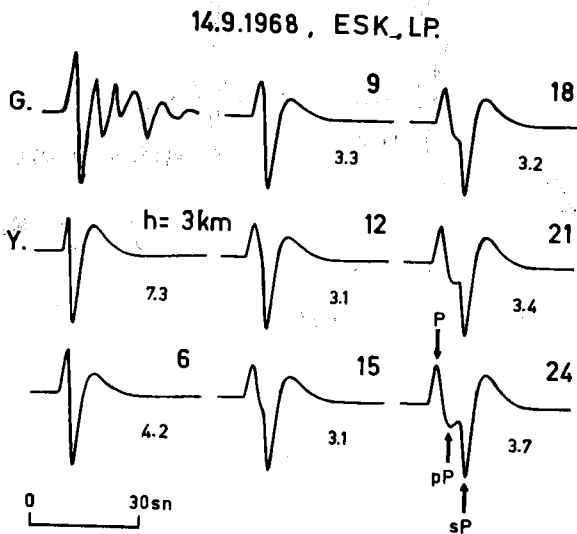
Şekil-1



Şekil-2



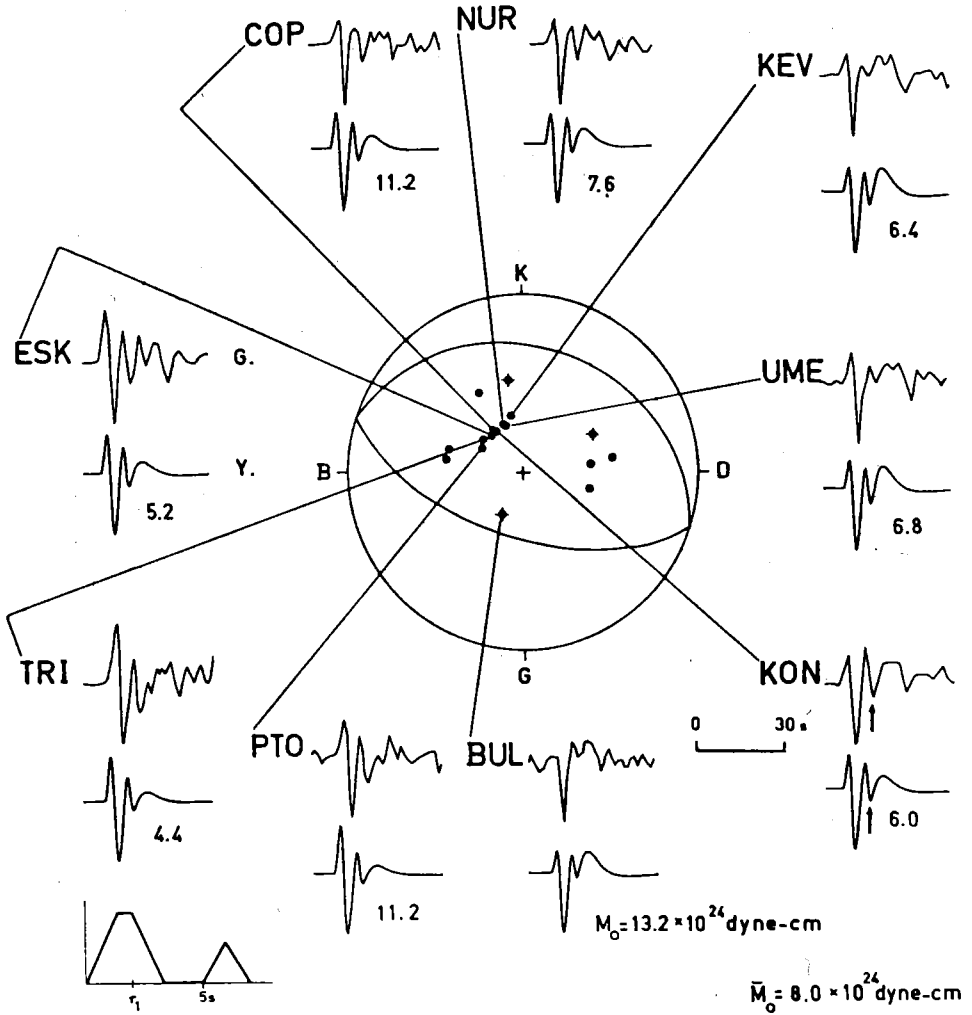
Şekil-3



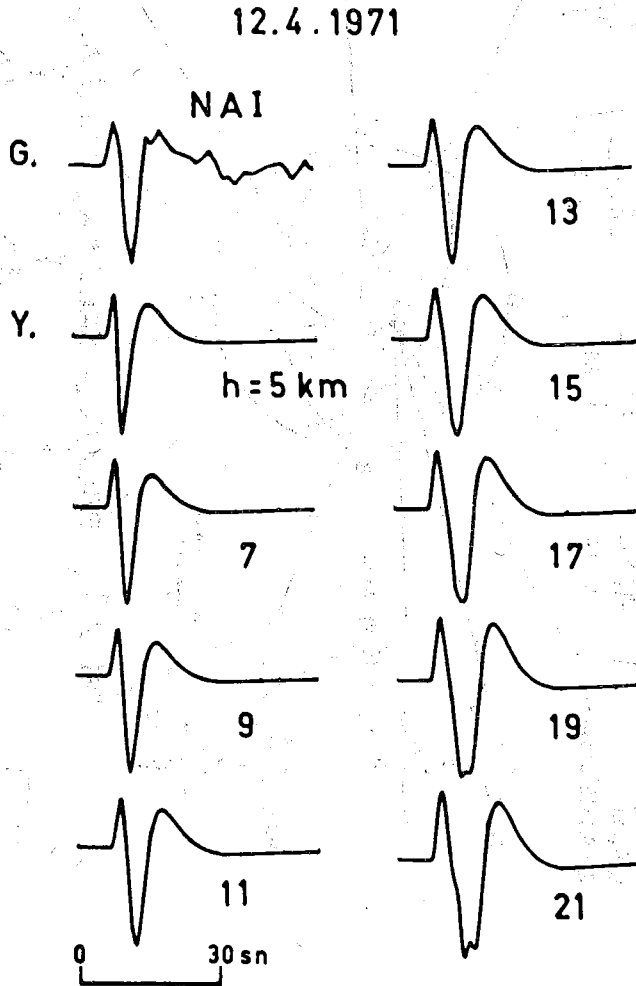
Şekil-4

P DALGASI 14.9.1968

$\alpha_p = \alpha_n = 6.0 \text{ km/s} ; \rho_p = \rho_n = 2.8 \text{ gr/cm}^3$

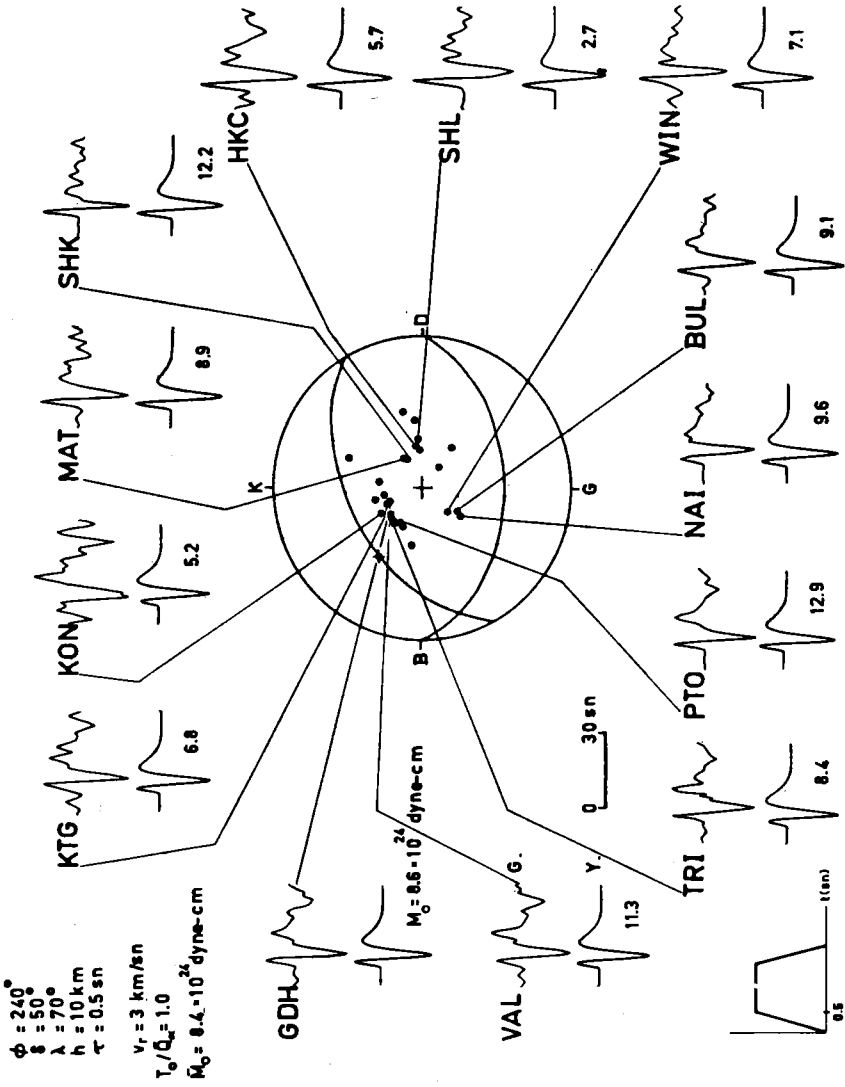


Şekil-5

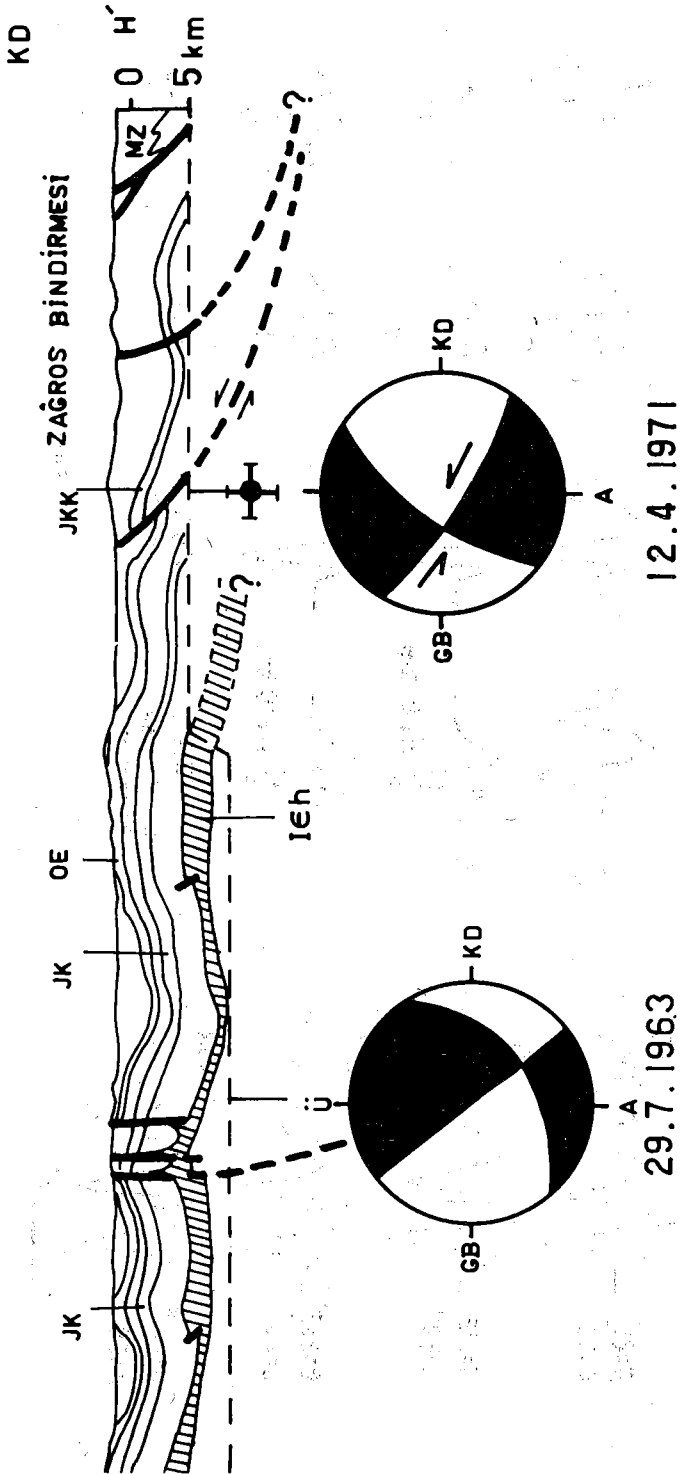


Şekil-6

P-DALGASI 12.4.1971



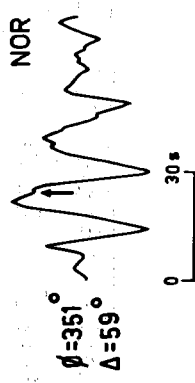
Şekil-7



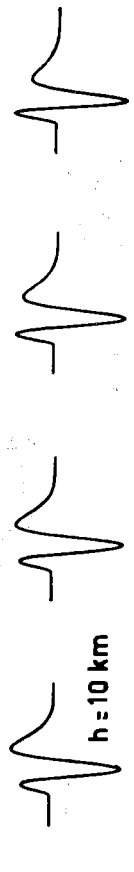
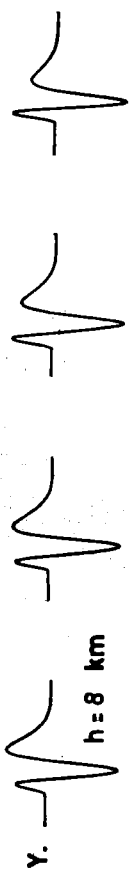
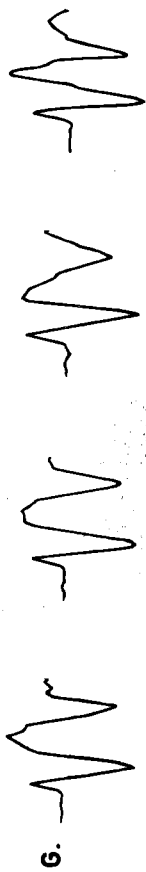
Şekil-8



10.4.1972



P . 10.4.1972

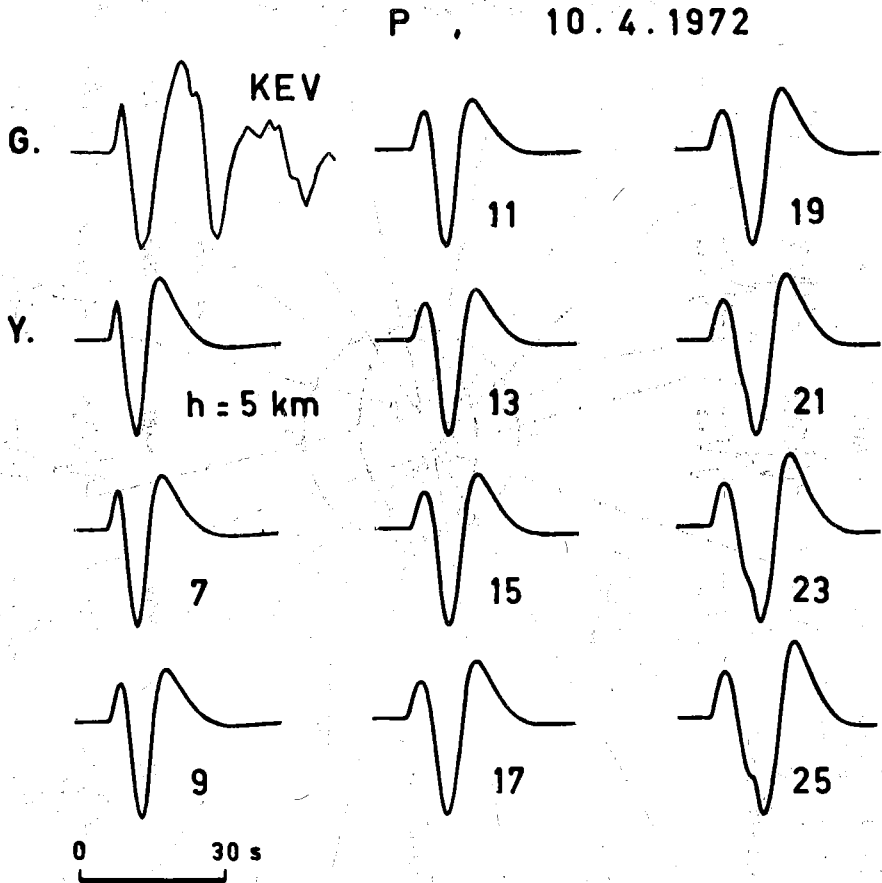


NUR KON PTO HKC

0 30 s

Sekil-10

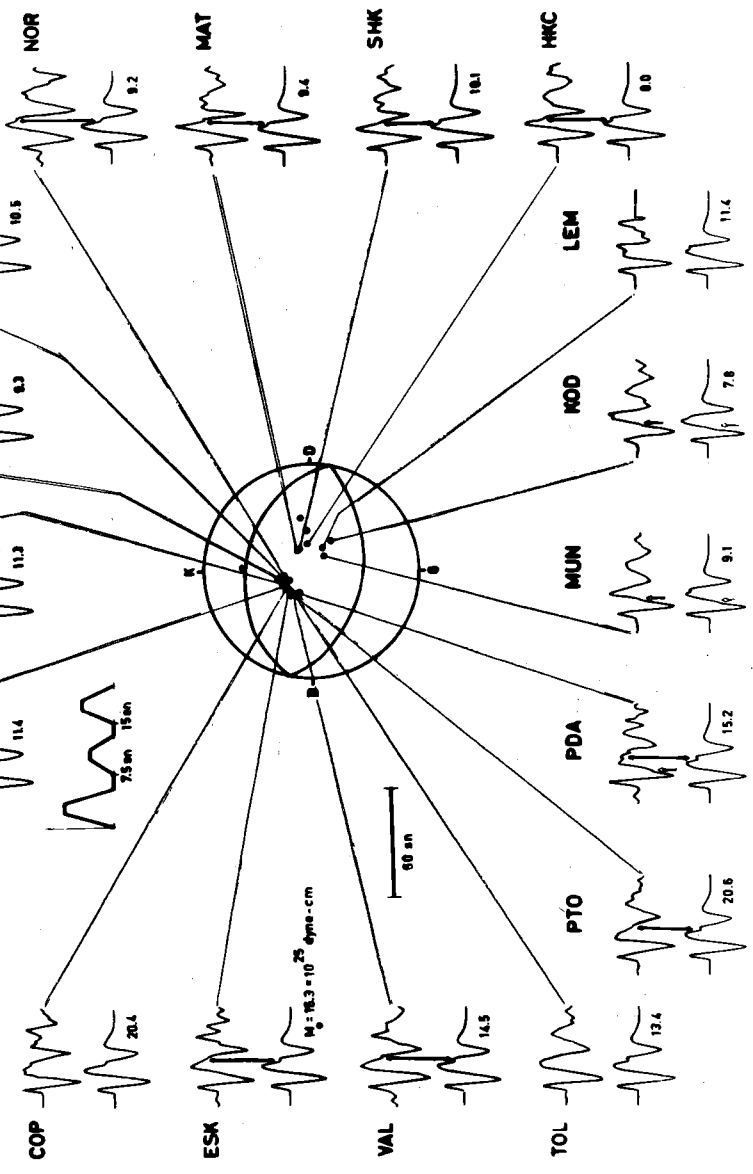
Sekil-9



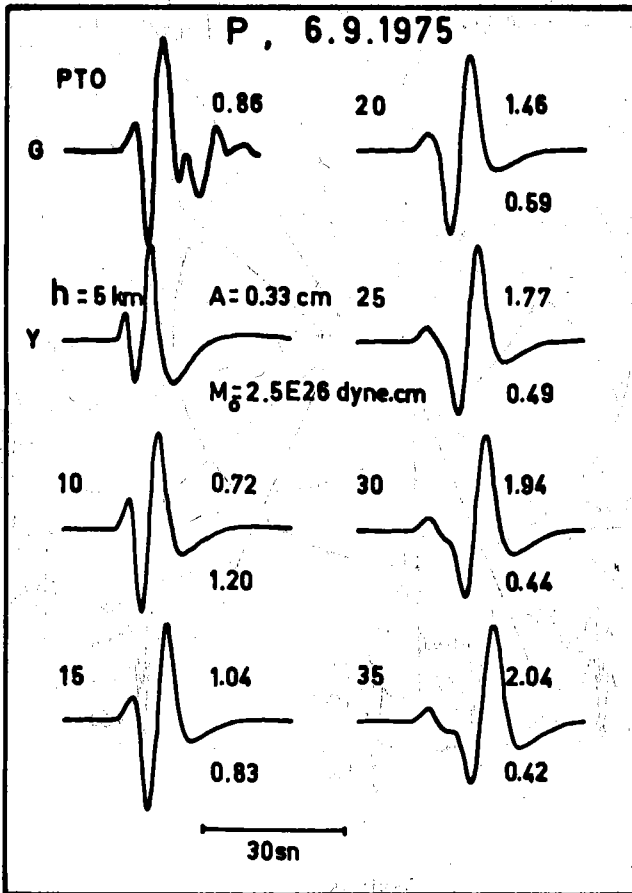
Şekil-11

P - DALGASI , 10.4.1972

$\phi = 281 \quad 281 \quad 281^\circ$   
 $\delta = 40 \quad 40 \quad 40^\circ$   
 $\lambda = 90 \quad 270 \quad 90^\circ$   
 $r = 30 \quad 30 \quad 30 \text{ km/sn}$   
 $h = 6 \quad 5 \quad 6 \text{ km}$   
 $t_1 = 3.3 \quad 3.3 \quad 3.3 \text{ sn } (\theta=90^\circ)$   
 $t_2 = 2 \quad 2 \quad 2 \text{ sn}$   
 $t_3/\bar{Q} = 1 \quad 1.25 \quad 1 \text{ sn}$   
 $M_0 = 12.2 \times 10^{25} \text{ dyne-cm}$

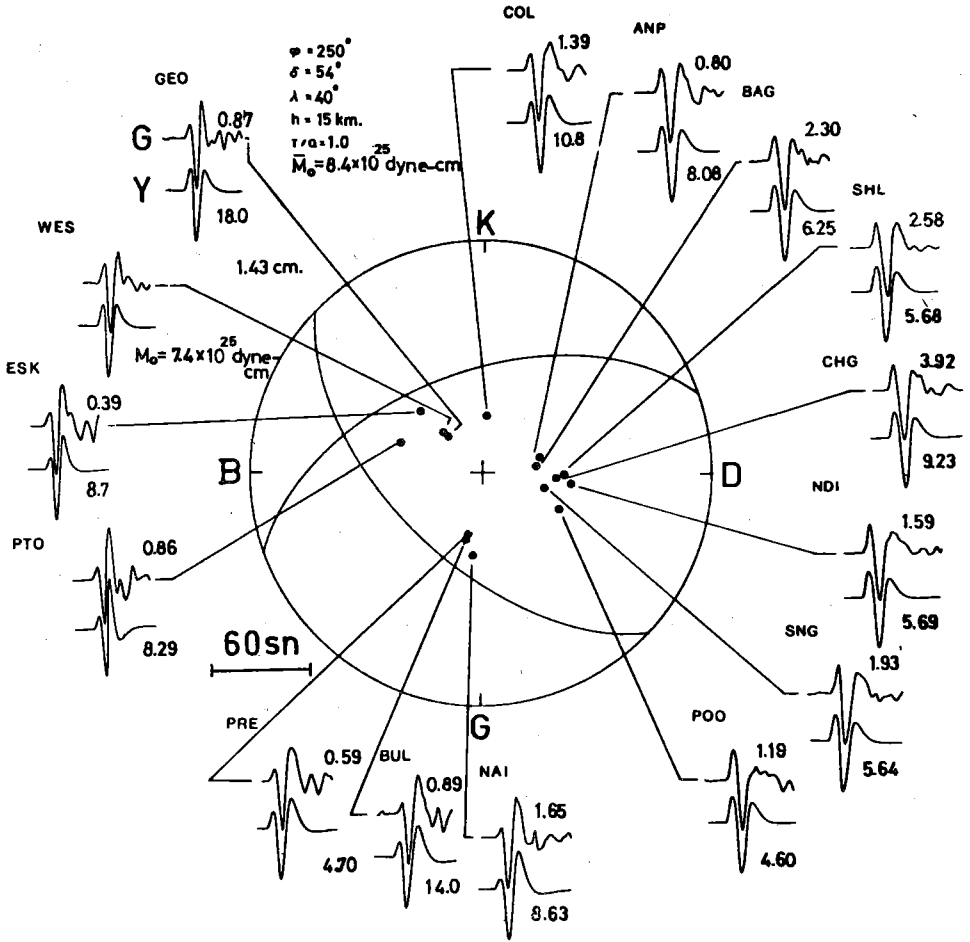


Şekil-12

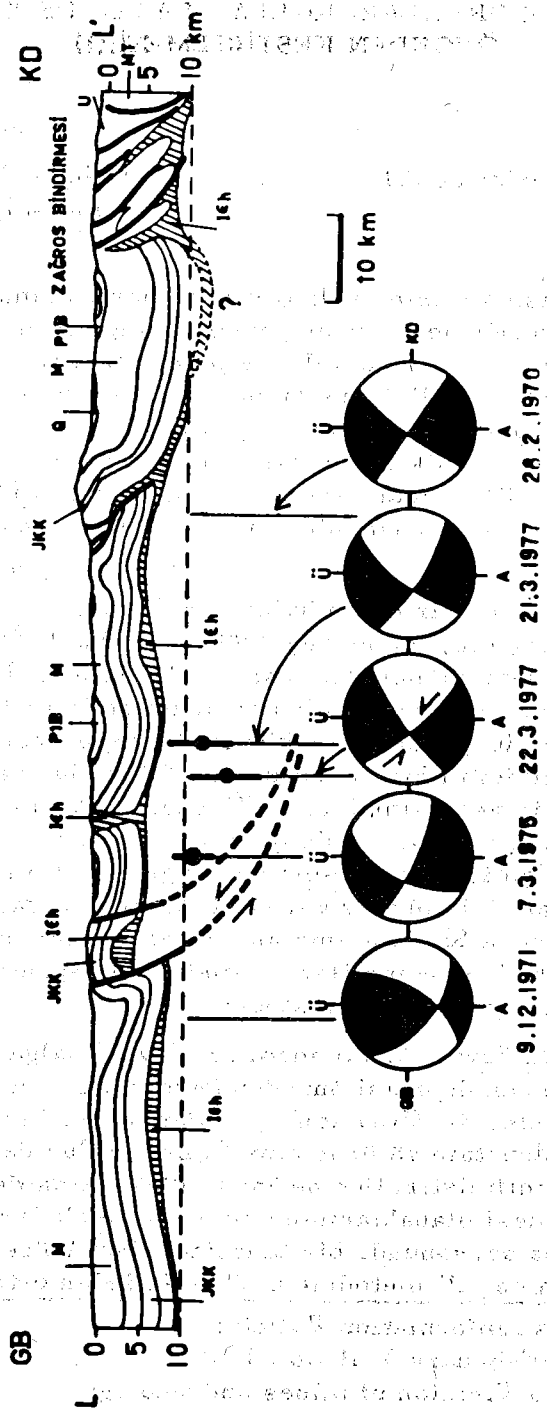


Şekil-13

# P , 6.9.1975



Şekil-14



Sekil-15

## SİSMİK HIZ ORANLARI KULLANILARAK DEPREMİN ÖNCEDEDEN KESTİRİLMESİ:(1)

Yazan :

Roger W. Sherburne (2)

Çevirenler :

Nejat Bayülke (3)

Engin İnan (3)

Modern Sismolojinin başlangıcından beri, sismologlar depremi önceden kestirmeyi düşünüyorlardı. Depremi önceden kestirilmesinin, insan ve ekonomik kayıpların azaltılmasına yararlı olacağı ve uzun vadeli depremi, önceden kestirmenin, planlamaya katkıda bulunacağı açıktır. Belirli bir sahada depremi önceden kestirmenin ekonomik ve sosyal etkileri uzun vadede o kadar açık değildir. Bilim adamları ve bürokratların birleştiği fikir; depremi önceden kestirmenin yararlı olduğu ve bu konuda ivedilikle çalışmasıdır.

Bir önceden kestirmenin halka yararlı olması için beklenen depremin zamanını, yerini, büyüklüğünü ve bunlarda olabilecek ufak değişmelerinde belirtilmesi gerekmektedir. Depremi önceden kestirilmesinde başvurulan çeşitli sismik metodları vardır. Sismik boşluk (gap) tekniği beklenen depremin yerini ve büyüklüğünü bilmek için fikir verebilmekte fakat oluş zamanı konusunda çok az fikir verebilmektedir. (Örneğin 6 Aralık 1978 Oaxaca depremi) Deprem aktivitesinin artması o yerin gelecekte daha büyük bir magnitütle depremin göstergesi olabilir, fakat magnitüdü ve zamanı için birşey veremez. Sismik dalga (Basınç veya P ve kesme veya S) hızlarının analizi olayın zamanına ve büyüklüğüne işaret olan anomaliler vermekte ve depremin oluş yerini genel olarak saptar görünmektedir.

1960' larda Sovyet bilim adamları P ve S dalgası hız analizlerinden giderek depremi önceden kestirmede başarılı olduklarını söylemişlerdir. Daha sonra bu yöntem ile Birleşik Devletlerde Blue Mountain gölünde tam, California'da da kısmi bir başarı elde edilmiştir. Her ne kadar 1960' larda depremin önceden kestirilmesi olanaklarının geliştirilerek bulunabileceği görünüyorduydu da, sonunda bir taneside, sismik özelliklerin değişmesi olan çeşitli metodların birleşiminden ortaya çıkacak

(1) Earthquake information Bulletin

January-February V. 11 No 1 P. 18

(2) California Division of mines and Geology  
Sacramento, Calif.

(3) Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı

önceden kestirme sistemi olacaktır. Burada biz  $V_p$ ,  $V_s$  oranı metodu ve bir deprem modelini inceleyeceğiz, California'da uygulandığı bildirilen  $V_p/V_s$  metodunu özetleyeceğiz, son olarakta bu yöntemin California için bir önceden kestirme sistemine nasıl yardımcı olabileceğini öñereceğiz.

#### P ve S DALGALARI :

Her ne kadar depremin oluşma şekli bugün tamamıyla bilinmemekte ise de geçtiğimiz yıllarda önemli ilerlemeler olmuştur. Depremlerin incelenmesinde P ve S dalgalarının çok temel bir yeri vardır. P dalgası daha hızlıdır ve sismograf istasyonuna ilk önce varır. Deprem kaynağından ses dalgasına benzer tarzda yayılırlar. Yerin içinde sismik P dalgası şu ifadeyle verilir.

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

Burada  $\lambda, \mu, \rho$  dalganın yayıldığı ortamın özellikleridir.

Kesme dalgaları S olarak gösterilirler, P dalgasına göre daha sonra gelirler ve daha geç gelmeleri ile sismik dalga formundan ayırdedilirler.

Bu dalgalar;

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

formülü ile ifade edilen  $V_s$  hızı ile yayılırlar. S dalga hızı basınç dalga hızından daha azdır. S dalgalarının incelenmesi, devamlı sismogram izlerinde P dalgasının karışması nedeni ile daha güçtür. (Bak şekil 1)

Formüllerin karşılaştırılmasından da görüleceği gibi  $V_p$  hızı  $V_s$  hızından daha büyüktür ve oranları da "bir"den büyük olacaktır. S dalgası yerin içinde kesme hareketiyle yayılır, P dalgaları deprem kaynağı ve sismograf istasyonu arasında yayılırken yol boyunca maddelerin titreşmesine neden olurken, kesme dalgaları, kaynaktan istasyona olan yola dik olarak yerin partiküllerini titreştirirler. Bu dalgalar karakteristik yer hareketleri ile ve yer içindeki yayılma hızlarıyla tanınabilirler. Hız yer kabuğunu oluşturan malzemenin fiziki parametreleri ( $\mu, \lambda, \rho$ ) ne bağlı olduğundan dolayı bu parametrelerde zamana bağlı olan değişimler bu depremden önce yer kabuğundaki değişen koşulların göstergesi olabilir.

#### MODEL

Sovyet bilim adamlarının, Sovyet Orta Asya'sındaki Garm bölgesinde P ve S dalga hızları oranlarında depremden önce değişik-



lik oluştuğunu gözlemlerinden sonra, bu fikirle depremin önceden kestirilmesinde çok önemli bir aşamaya ulaşıldığı sanıldı. Sismologlar metodu denemek için bütün dünya da benzer anomaliler aradılar. Sonra gözlemlerin fiziksel açıklanması gereği ortaya çıktı. Yeryüzünde ne gibi oluşumlar vardı ki S dalgası hızında çok az değişme yada hiç değişme olmazken P dalga hızında değişme oluyordu ? (Bak Şekil 2) Uygun bir metod olarak genişleme prensibi önerilmişti (Basınç altında ki bir kaya numunesinin hacminin içindeki mevcut yada oluşan küçük çatlaklarla artması oluşumu) Bu modelin değişik çeşitleri vardır. Şekil 3'de gösterilende bunlardan biridir. P dalga hızındaki azalma, deprem kaynağın bölgesini oluşturan kaya hacminin içindeki çatlakların genişlemesi sonucu ortamın fiziksel parametrelerindeki bir azalmadan dolayı olabilir. Bu çatlakların varlığının Vs'in üzerindeki etkisinin önemsiz olduğu şekil 2 ile kanıtlanmıştır.

Burada modelin kısa bir tanımını şekil 3'ün yardımı ile yapmak uygun olacaktır. 1. aşama sırasında kaya belkide yer kabuğuna uygun olarak yeryüzünü oluşturan tektonik plakanın hareketine bağlı olarak ek gerilmeler almaktadır.  $V_p/V_s$  henüz etkilenmemiştir fakat orada oluşan küçük depremlerin sayıları biraz çoğalmaktadır. 2. aşamada genişleme olunca  $V_p/V_s$  oranındaki azalma ile birlikte küçük depremlerin sayısı da azalır. Bir noktada kaynak alanın içindeki kırıkların oluşumu duracak, giderek  $V_p/V_s$  artmaya başlayacaktır. (3. aşama) sonunda deprem olacak (5. aşama) ve bunu artçı sarsıntılar izleyecektir. (6. aşama) Genleşme anomalisinin başlangıcından önce ve depremden sonra toplanmış  $V_p/V_s$  verileri kullanılarak Şekil 2'deki benzer grafikleme yapılabilir.

$V_p/V_s$  metodunun incelenmesinden anomalinin süresinin, beklenen depremin Richter Magnitüdüne bağlanabileceği söylenebilir; Bu anomalinin süresi depremin magnitüdünün 5-7 arasında değişmesi ile ilgili olarak 4 ayla 3 yıl arasında değişir.

$V_p/V_s$  oranının normal bir seviyeye dönüşü ile birlikte (şekil 2) beklenen deprem oluşur. (Şekil 2) de gösterilen veriler Şubat 1971' de olan Sanfernando depreminden elde edilerek daha sonra hazırlanmıştır. Bu model anomaliler göstermesi gereken diğer bazı Jeofizik ölçümlerinde, örneğin geodetik nivelman ve yerin öz direnci gibi, olmasını gerektirir. Ne yazık ki bu veriler her zaman elde edilememekte ve elde edilenlerde birbirini her zaman desteklememektedir. Gözlenmiş uyumsuzlukların açıklanması ve model ile gözlenen depremin öncesi olaylar arasındaki bağıntının geliştirilmesi için çalışmaların sürdürülmesi gereklidir.

## $V_p/V_s$ METODU KULLANILARAK CALIFORNIA'DA YAPILMIŞ ÖNCEDEN KESTİRMELER :

Depremlerden dolayı hasar başlangıcı 5-5,5 magnitüdü depremler arasında başlamaktadır. Önceden kestirilen bu yada bundan büyük magnitüdü bir deprem, depremlerin etkilerini azaltmakla görevlendirilmiş kuruluşların ilgisini çekecektir. Önceden bilinen depremin yeri, büyüklüğü ve zamanı belirtilmelidir. Bu karakteristikler yeterli doğrulukla bilinirse uygun önlemler alınabilir.

$V_p/V_s$  tekniğinin, kaynak alanını, şokun boyutlarını ve oluş zamanını belirleme gücüne sahip olabilir, fakat bu yöntem California'da ki uygulanan metodun, 1971 Sanfernando deprem bölgesine depremden sonra uygulanması Güney California'da bir uygulama potansiyelinin olduğunu göstermektedir. Bununla beraber metod San Gabriel dağlarındaki bir bölge de uygulandığında oluş zamanının yaklaşıklıkla olması (yaklaşık 1 yıl) ve tahmin edilen magnitüd aralığını (5,5-6,5) tutmamış olmasından dolayı, elde edilen başarı sınırlı olmuştur. Sadece P dalgası hızının değişmesi kullanılan bir başka çalışmada, önceden 5,5 magnitüdü olarak tahmin edilen deprem olmamıştır. Diğer bazı araştırmalarda, bazı deprem kaynak bölgelerinde hız anomalilerinin hiç oluşmadığı sonucunun çıkarılmış olduğu belirtilmelidir. Örneğin B. A. Bolt'un yaptığı 1975 Oroville depremi çalışması gibi.

Böylece,  $V_p/V_s$  metodu için California'da sınırlı bir başarı sağlandığı söylenebilir. Bununla beraber on yıl gibi kısa bir sürede bir bilimsel inceleme alanında bazı başarıların elde edilmiş olması bu konuda daha fazla çalışma yapılmasına iyi bir gerekçe olmaktadır.

### DEPREMİN ÖNCEDEN KESTİRİLMESİ PLANI

Her ne kadar  $V_p/V_s$  metodu California'da büyük bir başarı sağlamadıysa da bu metodun Birleşik Devletlerin diğer kısımlarında sağladığı kısıtlı başarı ve dünyadaki başarıları bu konuda çalışmaların devam ettirilmesine olan ihtiyaca işaret etmektedir.

$V_p/V_s$  tekniği olduğu yerlerde beklenen depremin zamanını, yerini ve boyutlarını vermiştir. Sismograf istasyon yoğunluğu ülkede belkide en çok olan California'da başarılı bir depremi önceden bilme yöntemi oluşturmak için, öz direnç, tilt, magnetik ve başka önceden haber verici yöntemlerin  $V_p/V_s$  yöntemi ile birlikte kullanılması gerekmektedir. Genleşme modeli kullanılarak deprem oluşumunu modellendirilmesi gözlenmiş bazı oluşumların açıklanmasında yeterli olmaktadır, fakat depremlerin hiç bir öncü olay olmadan oluşmuş olması en azından

California için modelde bazı değişikliklere gerek olduğunu göstermektedir.

Hatta aynı fay bölgesinin değişik bölümleri için ana modelde bazı değişikler gerekli olabilir. Depremlerin Önceden Bilinmesi konusunda yoğun bir biçimde çalışan bilim adamları tarafından ortaya konulan güçlüklerle rağmen, depremlerin önceden bilinmesi California'nın yoğun nüfuslu alanlarının her zaman var olan deprem tehlikesinden ilerde koruyabilecek tek yoldur.

#### OKUNMASI ÖNERİLENLER :

1- Aggawall, Y. , Sykes, L, Armbruster, J. , and Sbar, M. , 1973, Premonitory Changes in Seismic Velocities an Prediction of Earthquake; Nature, Vol. 241, p 101.

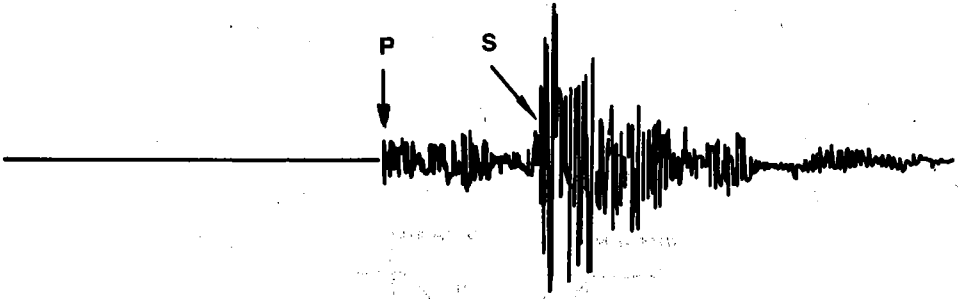
2- Anderson, D. , and Whitcomb, J. , 1975 Timedepent Seismology:Journal of Geophysical Research, Vol. 80, no. 11, P. 1497.

3- Bolt, B. A. , 1977 Constancy of P travel times from Nevada explosions to Oroville Dam Station 1970-1976: Bulletin of the Seismological Society of America, Vol 67 nol, p. 27.

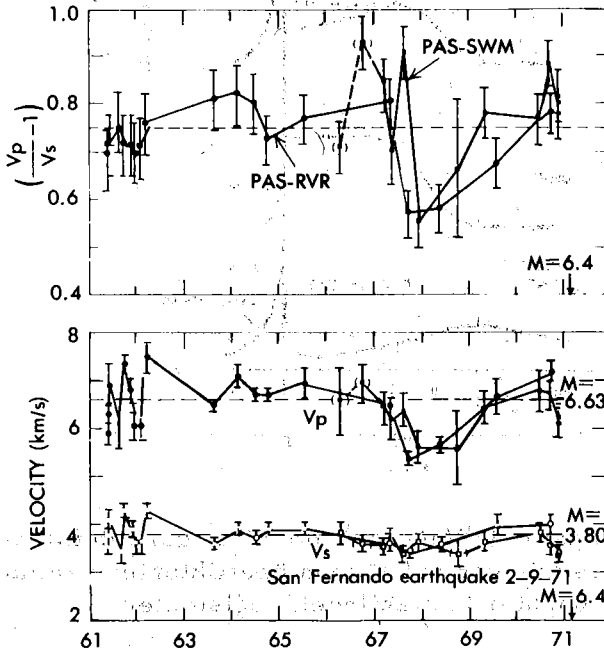
4- Real, C. , and Bennett, J. , 1976, Palmdale  
Bule : California Geology, vol 29. no: 8 p. 171.

5- Rikitake, T. , 1975, Earthquake Precursors;  
Bulletin of the Seismological Society of America  
Vol 65 No 5, P. 1133.

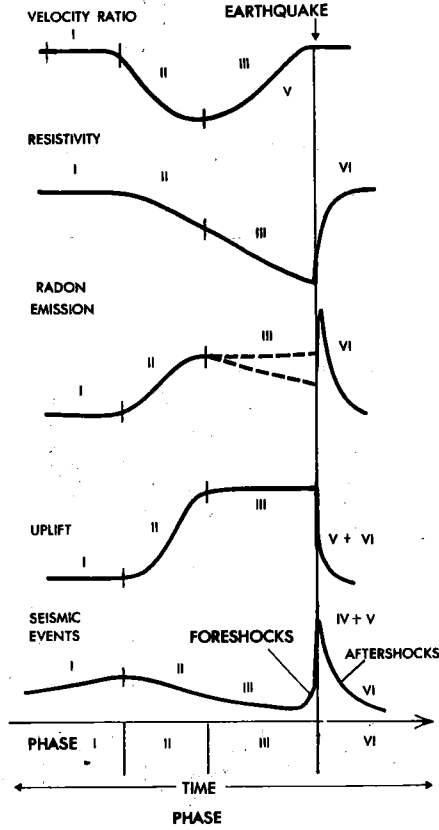
6- Scholz, C, Sykes, L. , and Aggar wall, Y. , 1973  
Earthquake Prediction, A. Physical Basis : Science  
Vol. 181. , no. 4102 P. 803.



Şekil 1. Tipik bir California depreminden sismogram



Şekil 2. 1971 San Fernando depreminden yıllarca önce oluşan P ve S dalga hızlarının değişimi, Pasadena (PAS) Riverside (RVR) ve Sawmill (SWM) istasyonlarından alınan bilgiler kullanılmıştır. D. L. Anderson ve J. H. Whitcomb, 1975 den alınmıştır.



Şekil 3. Genleşme (Dilatancy) modeline göre deformasyon sırasında yer kabuğunun özelliklerinde zaman ve u-zay boyutunda olabilecek değişimler.

## 8. DÜNYA DEPREM MÜHENDİSLİĞİ KONFERANSI

### (3. DUYURU)

8 inci Dünya Deprem Mühendisliği Konferansı 21-28 Temmuz 1984 günlerinde Amerika Birleşik Devletleri'nin San Fransisko Şehrinin Fairmort Oteli'nde yapılacaktır.

Konferansa gönderilen ve kabul edilen bildirimler yazarının arzusuna bağlı olarak şu şekillerden biri halinde sunulacaktır.

1- Tiyatro şeklinde oturmuş bir topluluğa 12 dakikalık (tartışma dahil) sözlü sunuş.

2- Davetli az sayıdaki bir dinleyici topluluğuna 2 saatlik her türlü şekil, resim, vb. gösterili sunuş.

#### Teknik Oturumların Konuları :

- Deprem Riski ve Tehlikesi
- Yer Hareketi ve Sismisite
- Zemin Stabilitesi, Yapı-Zemin Etkileşmesi ve Temeller
- Yapı ve Yapı Elemanları Üzerinde Deneysel Yöntemler ve Testler
- Yapı ve Yapı Elemanlarının Tasarımı
- Özel Yapılar ve Kritik Tesisler
- Yapıların Mukavemeti
- Yapıların Onarım, Takviye ve Tadilatı
- Kentsel Sorunlar, Sosyal ve Ekonomik Konular ve Kamu Politikası
- Altyapı, Ulaştırma, Yol, vb. Kamu Tesisleri
- Taşıyıcı Olmayan Yapı Elemanları ve Yapı Bölümleri
- Deprem Yönetmelikleri ve Standartlarının Geliştirilmesi ve Uygulanması.

Konferansa her katılana Konferans Bildirilerinden bir kopya verilecektir. Bunlar kabul edilmiş bildirimler olacaktır. Şu andaki planlara göre, bildirimler yaklaşık 8500 sayfadan oluşan 8 ciltte toplanacaktır. Bildirimler Konferanstan sonra Deprem Mühendisliği Araştırma Enstitüsünden (EERI) posta ile istenebilecektir.

#### Özel Olaylar/ Misafir Programları :

Konferans Yöneticileri, konferansa katılanlar için çok sayıda özel olaylar ve geziler düzenleyeceklerdir. Bunların arasında birkaç resepsiyon, özel yemekler ve Amerikan müziğinin yer aldığı bir ziyafet de bulunmaktadır. Turizm amaçlı turların yanında, yakın çevrede yer alan tanınmış deprem mühendisliği araştırma merkezlerine de turlar düzenlenmiştir. Bunlar arasında Kaliforniya Üniversitesinin Richmond'daki deprem titreşim masası, Stuford'daki John Blume Deprem Mühendisliği

Laboratuvarı, Menlo Park'taki US Jeolojik Survey Laboratuvarı gibi Laboratuvarlar bulunmaktadır. Bu gibi turlarla ilgili ayrıntılı bilgi 4 üncü duyuruda verilecektir.

#### Oteller :

Konferansın yapılacağı Fairmort Hotel'de önceden yer ayrılabilceği gibi yakındaki otellerle, bazı yerel Üniversitelerde yer ayrılabilir. Fairmort Hotel San Fransisco Kent merkezinde yer almakta ve kamu ulaşım vasıtaları ile ulaşılabilen bir yerde bulunmaktadır.

#### Sergiler :

Bilimsel yayınlar ve teknik aletlerle ilgili sergiler mevcut yer olanaklarının elverdiği ölçüde yapılacaktır. Sergi açmak isteyenlerin Konferans Yöneticilerine 1. Ocak 1984'ten önce başvurmaları gerekir.

#### Tahmini Kayıt Ücretleri :

Tam katılma ücreti, 31 Mayıs 1984'ten önce kayıt olanlar için 375 dolar, 31 Mayıs 1984'ten sonra katılanlar için 425 dolar olacaktır. Bu miktara bir adet Konferans Tutanakları (8500 sayfa), Pazar günü resepsiyon, Pazartesi öğle yemeği ve Perşembe akşamı verilecek ziyafet ve resepsiyon dahildir. Bildirilerden edinmek istemeyen üyeler ise 165 dolar ödeyeceklerdir kayıt ve önceden kayıt formları gelecek duyuruda verilecektir.

#### Konferansla İlgili Ek Bilgiler İçin :

EERI - 8 WCEE

2620 Telegraph Avenue

Berkeley, California 94704 USA'ya başvurulmalıdır.

#### Konferans Programı (Geçici) :

Cumartesi	21 Temmuz	Öğleden Sonra	: Kayıtlar
Pazar	22 Temmuz	Öğleden Sonra	: Kayıtlar/Turlar
		Akşam	: Resepsiyon
Pazartesi	23 Temmuz	Bütün Gün	: Kayıtlar
		Sabah	: Açılış Töreni
			Konuşmalar
			Çağırılı Konuşma
		Öğle	: Yemek
		Öğleden Sonra	: Teknik Oturumlar
Salı	24 Temmuz	Sabah	: Teknik Oturumlar
		Öğle	: Konuşmacılı öğle yemeği
		Öğleden Sonra	: Teknik Oturumlar

Çarşamba	25 Temmuz	Sabah	: Teknik Oturumlar
		Öğleden Sonra	: Serbest
Perşembe	26 Temmuz	Sabah	: Teknik Oturumlar
		Öğleden Sonra	: Teknik Oturumlar
		Akşam	: Ziyafet
Cuma	27 Temmuz	Sabah	: Teknik Oturumlar
		Öğle	: Konuşmacılı Öğle Yemeği
		Öğleden Sonra	: Teknik Oturumlar
			Kapanış Töreni
Cumartesi	28 Temmuz	Bütün Gün	: Turlar



DEPREM ARAŞTIRMA BOLTENİ  
YAYIN KOŞULLARI

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

11. Yayımlanan yazılardaki fikir,görüş ve öneriler tamamen yazarlarına ait olup,Deprem Araştırma Dairesini bağlamaz ve Deprem Araştırma Dairesinin resmi görüşünü yansıtmaz.
12. Diğer kuruluşlar ve Bakanlık mensupları tarafından bilgi,haber tanıtma vb.gibi nedenlerle gönderilecek not ve açıklamalar, ya da bu nitelikteki yazılar için ücret ödenmez.
13. Dairemiz mensupları Başkanlıkça kendilerine verilen görevlere ait çalışmalardan ötürü her hangi bir telif ya da tercüme ücreti talep edemezler.