

**ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ**  
**FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**  
**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**SIĞ SİSMİKTE P ve S DALGALARININ**  
**YÖNBAĞIMLILIĞININ İNCELENMESİ ve**  
**YÜZEY JEOLojİ İLİŞKİSİ**

**Korhan KÖSE**

**Danışman:**

**Yrd. Doç. Dr. Tolga BEKLER**

**Ocak, 2008**

**ÇANAKKALE**

**SİĞ SİSMİKTE P ve S DALGALARININ  
YÖNBAĞIMLILIĞININ İNCELENMESİ ve  
YÜZEY JEOLoji İLİŞKİSİ**

**Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü  
Yüksek Lisans Tezi  
Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**

---

**Korhan KÖSE**

**Danışman:  
Yrd. Doç. Dr. Tolga BEKLER**

**Ocak, 2008  
ÇANAKKALE**

## YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

**Korhan KÖSE**, tarafından **Yrd. Doç. Dr. Tolga BEKLER** yönetiminde hazırlanan “**Sığ Sismikte P ve S Dalgalarının Yön Bağımlılığının İncelenmesi ve Yüzey Jeoloji İlişkisi**” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Yrd. Doç. Dr. Tolga BEKLER

Yönetici

Prof. Dr. G. Berkan ECEVİTOĞLU

Jüri Üyesi

Yrd. Doç. Dr. Emin U. ULUGERGERLİ

Jüri Üyesi

Jüri Üyesi

(5 üyeli jürilerde)

Jüri Üyesi

(5 üyeli jürilerde)

Sıra No:.....

Tez Savunma Tarihi: 14/01/2008

Prof. Dr. Mehmet Emin ÖZEL

Müdür

**Fen Bilimleri Enstitüsü**

## TEŞEKKÜR

Öncelikle beni her konuda destekleyen ve en umutsuz anımda bile yanımda olan Annem Fazilet ER ve Kardeşim Şehide Begüm KÖSE'YE, çalışmam esnasında değerli bilgi ve görüşlerine başvurduğum ve yönlendirmeleri ile bana ışık tutan Sayın Prof. Dr. Berkan ECEVİTOĞLU ve Sayın Yrd. Doç. Dr. Emin Uğur ULUGERGERLİ' YE, danışman hocam Sayın Yrd. Doç. Dr. Tolga BEKLER'E, dostluğunu esirgemeyen tüm Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü mesai arkadaşlarıma, Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümüne ve çalışmanın yapılabilmesi için gerekli izni ve uygun koşulları bize sağlayan NTF İnşaat Tic. Ltd. şirketine sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Korhan KÖSE

# SIĞ SİSMİKTE P ve S DALGALARININ YÖNBAĞIMLILIĞININ İNCELENMESİ ve YÜZEY JEOLJİ İLİŞKİSİ

## ÖZET

Yeryüzüne yakın jeolojik yapılarıdaki yönbağımlı hız değişimlerinin belirlenmesinin, maden arama ve işletme ile yer (zemin) özelliklerinin araştırılmasına önemli katkısı vardır. Kırık ve çatlak sistemlerini içeren özellikle mermer gibi birimlerin çıkartılması esnasında kırıkların yönelimi büyük önem kazanmaktadır. Bundan dolayı, yakın yüzey birimlerdeki kırık ve çatlak yöneliminin belirlenebilmesi amacıyla Tilki ismini verdiğimiz yöntem geliştirilmiştir.

Düşey kırık ve çatlaklar azimutsal yönbağımlılığa (anizotropi) neden olurlar ve bu ortamlar yatay bakışım (simetri) eksenli enine yönbağımsız (izotrop) ortam olarak tanımlanabilirler. Bu yöntemde veri toplama aşaması; birbirleriyle 45 derecelik açılar yapan dört adet çapraz hattaki alıcı noktalarında aynı anda hem P hem de  $S_H$  dalga kaydı alınması ve bu yönlerde dalga hızlarının hesaplanması temeline dayanır. Bu yöntemde alıcılara doğrudan gelen dalgalar kullanılır. Sismik enerji 5 farklı yönde yayılacak şekilde, sekizgen bir levhaya balyozla vurulma sonucu oluşturulur. Bu şekilde atış alıcı düzeni paralel ölçüm hatları boyunca eşit aralıklarla kaydırılarak tüm yüzey taranır.

Toplanan veriler hem P hem de  $S_H$  dalgası için kendileriyle ilişkin harita koordinatlarına göre yeniden gruplanırlar. Her yönde hesaplanan hızların elipslere çakıştırılmasıyla ölçüm sahasındaki her noktada dalga yüzeyleri belirlenir. Ortam yönbağımsız ise hesaplanan yüzey elips değil bir daire olacaktır. Hesaplanan elipslerin uzun eksen, kısa eksen ve dönme değerleri belirlendikten sonra ortamdaki kırık sisteminin genel yönelimi belirlenebilir. Bu hesaplamalar sonucunda elde edilen elipsler ölçüm hatları boyunca harita üzerinde birleştirilerek “Eliptogram” adını verdiğimiz kırık yönelim haritaları oluşturulur.

Bu çalışmada elipslerin dışmerkezlik değerleri ortamın yonbağımlılık derecesini belirtmek amacıyla kullanılmıştır. Bu değer 0–1 aralığında değişir ve 0'a yaklařtıķa ortamın yonbağımsızlık ozellikleri artar. Bu değerler, olum sahasının koordinat sistemine göre konturlandığında “homojenlik haritası” ismini verdiğimiz haritalar elde edilir. Bu haritalar da bize ortamın genel olarak homojenlik derecesi hakkında bilgi verir.

Olum sahası olarak; bir baraj alanında, içinde kırık sistemlerini içeren kireçtaşı birimi seçilmiş ve Tilki yontemi uygulanmıştır. Elde edilen sonuçlar, kuramsal altyapı ve gözlemsel bilgilerin birbirini desteklediği görülmüştür.

**Anahtar sözcükler:** Sismik Yonbağımlılık, Kırık Yoneliimi, Tilki Yontemi, Eliptogram, Elips

# **INVESTIGATION of DIRECTIONAL DEPENDENCIES of P and S WAVES in SHALLOW SEISMIC and ITS SURFACE GEOLOGY EVALUATION**

## **ABSTRACT**

Determination of velocity anisotropy in shallow geological material contributes to mine exploration and operation and research of ground attributes. Orientation of fractures is very important while especially materials that contain fractures and cracks such as marble are extracted from underground. Therefore, we developed a method for determination of fracture orientations called the “Fox Method”.

Vertical fractures and cracks in isotropic background cause azimuthally anisotropy and this media can be described transversely isotropic media with a horizontal symmetry axis (HTI media). For Data acquisition, there are four radial geophone lines with angles of 45 degrees among them. Direct P and direct  $S_H$  waves are recorded at the same time on geophone stations then seismic velocities are calculated. Seismic energy is emanated from five points of an octagonal plate with sledgehammer. This shot-receiver pattern is scrolled with same distances along parallel measure lines.

Collected data are sorted in map coordinates and then wave surfaces are determined in points of measure area after velocities calculated into each direction are fitted ellipses. If media is isotropic, calculated wave surfaces are circle. Common orientation of fracture system in the media may be determined after major-axis, minor-axis and orientation value of calculated ellipses are defined. New map/graphic is obtained after these ellipses are set on the map along measure lines, so this new map/graphic is called the “Elliptogram”. Elliptogram is a fracture orientation map.

Otherwise, Eccentricity value of ellipses used to define anisotropy degree of the media. This value changes between zero and one. If this value approaches to zero, isotropy properties of media will rise. We obtain a map called the

“Homogeneity map” after contouring all eccentricity values. This map informs us about general homogeneity degree of the media.

Limestone sample contain fracture systems was chosen in a dam area as application field and Fox Method was implemented. Finally, we demonstrated that results of this study are supported by the theory and observations.

**Keywords:** Seismic Anisotropy, Fracture Orientation, Fox Method, Elliptogram, Ellipse



# İÇERİK

## Sayfa

TEZ SINAVI SONUÇ BELGESİ .....	ii
TEŞEKKÜR .....	iii
ÖZET .....	iv
ABSTRACT .....	vi
<b>BÖLÜM 1 – GİRİŞ .....</b>	<b>2</b>
<b>BÖLÜM 2 – ELASTİSİTE TEORİSİ .....</b>	<b>4</b>
2. Elastisite Kuramında Temel Kavramlar .....	4
2.1. Gerilme .....	4
2.2. Deformasyon .....	5
2.3. Gerilme ve Deformasyon Arasındaki İlişki .....	8
2.4. Yönbağımsızlık (İzotropi) .....	13
2.5. Enine Yönbağımsızlık (Enine İzotropi)(TI) .....	13
<b>BÖLÜM 3 – SİSMİK YÖNBAĞIMLILIK (ANİZOTROPİ) .....</b>	<b>16</b>
3. Sismik Yönbağımlılıkta Temel Kavramlar .....	16
3.1. Sismik Yönbağımlılık .....	16
3.2. Görünür Yönbağımlılık .....	16
3.3. Azimutsal Yönbağımlılık .....	16
3.4. Azimutsal Yönbağımsızlık .....	16
3.5. İçsel Yönbağımlılık .....	17
3.6. Heterojenite .....	17
3.7. Düşey Bakışım (Simetri) Eksenli Enine Yönbağımsızlık (VTI) .....	17
3.8. Yatay Bakışım Eksenli Enine Yönbağımsızlık (HTI) .....	19
3.9. Hız Yönbağımlılığı (Yönbağımlılık derecesi) .....	19
3.10. Yönbağımsızlık, Yönbağımlılık, Homojenite ve Heterojenite Arasındaki İlişki ... ..	20

<b>BÖLÜM 4 – YÖNBAĞIMLI ORTAMDA SİSMİK HIZLAR ve HIZ YÜZEYLERİ</b> .....	<b>21</b>
4.1. Enine Yönbağımsız Ortamda Sismik Hızlar ve Hız Yüzeylerinin Tanımlanması .....	21
<b>BÖLÜM 5 – TİLKİ YÖNTEMİ</b> .....	<b>33</b>
5. Yöntemin uygulanması .....	33
5.1. Veri Toplama .....	35
5.2. Veri İşlem .....	37
<b>BÖLÜM 6 – TİLKİ YÖNTEMİ ile KİREÇTAŞINDAKİ KIRIK YÖNELİMİNİN BELİRLENMESİ</b> .....	<b>42</b>
6. Çalışma Sahasının Seçimi ve Kırık Yöneliminin Belirlenmesi .....	42
6.1. Saha Parametrelerinin Belirlenmesi .....	43
6.2. Veri İşlem .....	44
6.3. Değerlendirme .....	46
<b>BÖLÜM 7– SONUÇLAR</b> .....	<b>48</b>
<b>KAYNAKLAR</b> .....	<b>I</b>
<b>Şekiller Dizini</b> .....	<b>V</b>
<b>Yaşam Öyküsü</b> .....	<b>VI</b>

# BÖLÜM 1

## GİRİŞ

Jeofizik yöntemlerin kuram, modelleme ve hesaplamaları yer içinin homojen yönbağımsız (izotrop) olduğu varsayımı altında gerçekleştirilir. İşlem kolaylığı ve olanağı açısından bu kabullerin yapılması zorunludur. Ancak son zamanlarda özellikle bilgisayar teknolojilerinin hızlı ilerlemesine bağlı olarak, yeriçi ve malzeme bilimi için yapılan hesaplamalarda, yönbağımlılık (anizotropi) ve heterojenlik de göz önünde bulundurulmaktadır.

En temel anlamda yönbağımlılık, fiziksel özelliklerin ortamda seçilen bir koordinat düzenine göre, yöne bağımlı olarak değişimidir. Sismik yöntemler için bu fiziksel özellik hızdır. Yönbağımlılığın tanımlanabilmesi ve anlaşılabilmesi için yeriçinin veya malzemenin kristal bakışım (simetri) sınıflarından birine ayrılması gerekir. Kullanılan en temel bakışım sınıfı enine yönbağımsızlığı temsil eden hegzagonal bakışım sınıfıdır. Çoğu araştırmacı enine yönbağımsızlık terimi yerine, sadece yönbağımlılık teriminin yeterli olduğunu savunmaktadır. Bu tür kavram karmaşaları yönbağımlılık kuramını anlama ve kavramayı zorlaştırmaktadır. Bu karmaşadan kurtulabilmek için Crampin (1989) ve Winterstein (1990) tarafından kavramlar için çeşitli tanımlamalar yapılmıştır.

Sismik yönbağımlılık için dalga yayılımının yönbağımlı ortamda yayılımını tanımlayabilmek çok önemlidir. Bu yayılımı tanımlayabilmek için günümüze kadar birçok çalışmada çeşitli bakışım sınıfları kullanılarak modelleme işlemleri yapılmıştır.

Sedimanter havzalardaki ince tabakalanma sismik yönbağımlılığa neden olmaktadır. Bu tür ortamlar düşey bakışım eksenli enine yönbağımsız ortam olarak tanımlanabilirler (Postma, 1955; Backus, 1962; Beryyman, 1979; Levin,1979; Levin,1980). Ortamdaki kırık ve çatlakların varlığı da yönbağımlılığa neden olur. Kırık ve çatlaklı ortamlarda sismik enerjinin yayılımı ve kırıkların sismik özelliklere etkisi konusunda birçok araştırmacı çalışmıştır (Schoenberg, 1980; Hudson, 1981;

Schoenberg ve Douma, 1988; Thomsen, 1995; Schoenberg ve Sayers, 1995; Sayers ve Ebrum 1997). Ayrıca son yıllardaki yayınlara bakıldığında yönbağımlılığı belirlemek için; kuyu sismik tekniklerinin, yansıma yönteminde dinamik düzeltme işleminin, AVO (ofsete karşı genlik analizi) yönteminin ve S dalgası yöntemlerinin sıklıkla kullanıldığını görmekteyiz.

Düşey kırık ve çatlak sistemlerinin neden olduğu yönbağımlılık özellikle madencilik ve rezervuar araştırmalarında, sıvı akım yönünün belirlenmesi çalışmalarında büyük önem taşır. Bilindiği gibi bir mermer ocağında, çıkarılma işlemi mermerde bulunan kırık sistemine dik yönde yapılırsa, işletme çok büyük zarara uğrar. Bu gibi problemleri, yüzeyden ve doğrudan gelen dalgalarla çözebilmek için bu çalışmada “Tilki yöntemi” geliştirilmiştir.

Bu yöntem; ortamın düşey kırık ve çatlaklardan oluştuğu ve eliptik hız bağımlılığının olduğu varsayımları altında geliştirilmiştir. Ayrıca araştırılan birimin derinliği yaklaşık 1 metreden fazla olmamalıdır. Yöntem uygulanmadan ve desteklenmeden önce bazı kuram ve kabullerin bilinmesi gerekmektedir.

## BÖLÜM 2

### ELASTİSİTE TEORİSİ

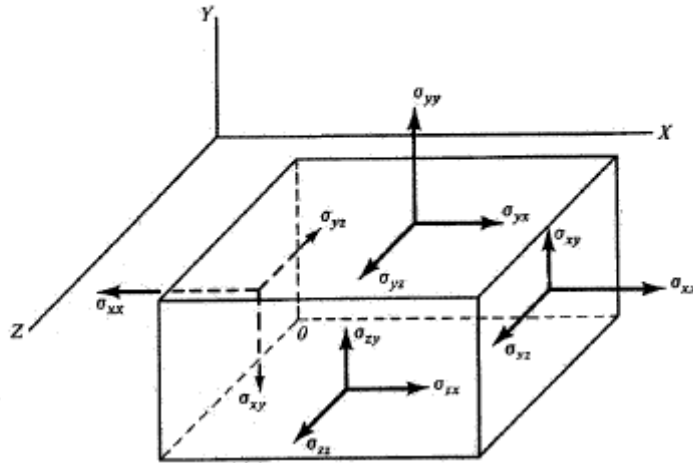
#### 2. Elastisite Kuramında Temel Kavramlar

Üzerine kuvvet uygulanan bir cisim için kuvvetler ve bunların belirli bir eksene göre momentleri birbirine eşit ise cisim denge durumundadır. Eğer denge durumu söz konusu değil ise cisimde şekil değişikliği ve hareket söz konusu olacaktır. Bu kuvvetler altında cisim yenilebilir. Cismin kuvvet altında yenilip yenilmeyeceği, katılığı veya sıvılığı, elastik özellikleri ile belirlenir.

Doğrusal elastik kuram, cisimlerdeki elastik özellikler ve işlemleri, iki varsayım altında inceler bunlar; deformasyonların sonsuz küçük kabul edilmesi ve gerilme deformasyon ilişkisinin doğrusal olmasıdır.

#### 2.1. Gerilme

Gerilme birim alana düşen kuvvet olarak tanımlanır. Dalgalar yer içinde ilerlerken tanecikleri titreştirir ve tanecikler üzerinde gerilme oluşturur. Tanecikler üzerine üç tür gerilme etki edebilir. Bunlar; basınç gerilmesi, tansiyon gerilmesi ve kesme gerilmesidir. Tansiyon ve basınç gerilmeleri **normal gerilmeler** adını alır ve malzemenin bir noktasına uygulanan gerilme, yüzeyde normal ve teğetsel bileşenler oluşturur (şekil 1). Bu teğetsel gerilmeler de makaslama **gerilmeleri** olarak adlandırılırlar (Müller, 2007).



Şekil 1. Gerilme bileşenleri

Burada

$\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz}$  : normal gerilmeler

$\sigma_{xy}, \sigma_{yx}, \sigma_{zx}, \sigma_{xz}, \sigma_{yz}, \sigma_{zy}$  : kesme gerilmeleridir.

Görüldüğü üzere gerilmenin 9 bileşeni vardır. Bu bileşenler **gerilme tansörünü** oluştururlar.

$$\sigma = \sigma_{ij} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} \quad (2.1.1.)$$

Ancak,  $\sigma_{xy}=\sigma_{yx}$ ,  $\sigma_{zx}=\sigma_{xz}$ ,  $\sigma_{yz}=\sigma_{zy}$  olduğundan dolayı tansörün eleman sayısı altıya iner (Müller, 2007).

## 2.2. Deformasyon

Gerilme uygulanan bir cisim üzerindeki şekil değiştirmenin geometrik ifadesidir. Deformasyon tansörü bakışlımlı bir tansördür (Müller, 2007) ve eksensel deformasyon değeri bir boyutlu ortam için 2.2.1. denklemi ile hesaplanabilir (Terzaghi, 1962)

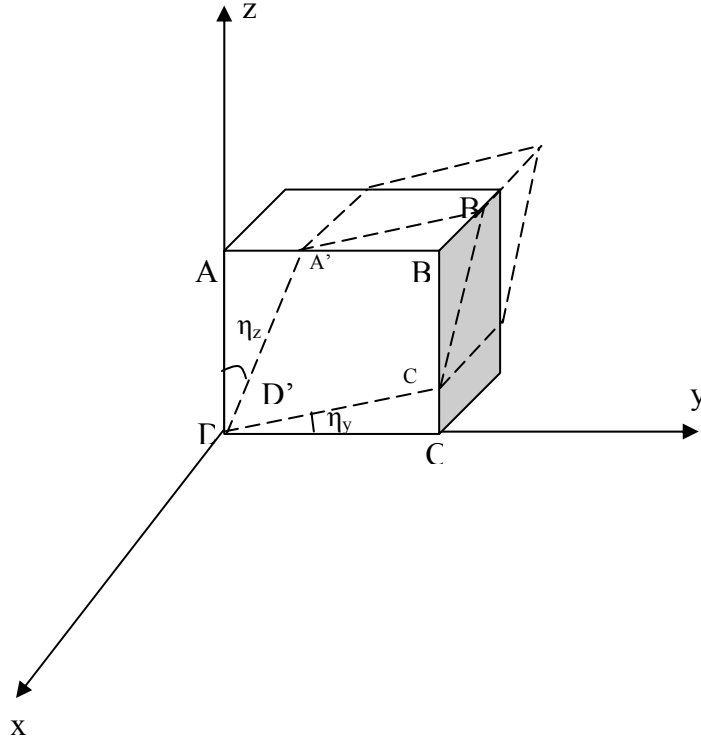
$$\varepsilon = \frac{\delta l}{l_0} \quad (2.2.1.)$$

$l_0$ : cismin orijinal boyu

$\delta l$ : cismin boyundaki değişim miktarı

Cisim tansiyon gerilmesine maruz kalmış ise bu değer pozitif, basınç gerilmesine maruz kalmış ise negatiftir. Üç boyutlu ortam için denklem 2.2.1. daha

da geliştirilebilir. Şekil 2. de üç boyutlu bir küp ve bu küpün deformasyona uğradıktan sonraki durumu görülmektedir.



Şekil 2. Üç boyutta deformasyon

Üç boyutlu ortamda deformasyonun  $\epsilon_{xx}$   $\epsilon_{xy}$   $\epsilon_{xz}$   $\epsilon_{yx}$   $\epsilon_{yy}$   $\epsilon_{yz}$   $\epsilon_{zx}$   $\epsilon_{zy}$   $\epsilon_{zz}$  olarak 9 adet bileşeni vardır. Burada birinci ve ikinci indisi aynı olan ( $\epsilon_{xx}$   $\epsilon_{yy}$   $\epsilon_{zz}$ ) deformasyon bileşenleri **normal deformasyon**, diğer bileşenler ise **makaslama deformasyonu** olarak adlandırılır.

Üzerine kuvvet uygulanan cisimde, vektörler ile her noktanın başlangıç ve sonuç konumlarını 3 boyutlu ortam için bağıntı 2.2.2. ile tanımlanabilir.

$$u(x, y, z) = \begin{bmatrix} u(x, y, z) \\ v(x, y, z) \\ w(x, y, z) \end{bmatrix} \quad (2.2.2)$$

Cisim noktalarının değişim miktarını yönlere bağlı olarak görmek için bu ifadenin değişim ölçüsü (gradient) alınır ise 2.2.3.ifadesi elde edilir.

$$\Delta u = \begin{bmatrix} \frac{\partial u}{\partial x} & \frac{\partial u}{\partial y} & \frac{\partial u}{\partial z} \\ \frac{\partial v}{\partial x} & \frac{\partial v}{\partial y} & \frac{\partial v}{\partial z} \\ \frac{\partial w}{\partial x} & \frac{\partial w}{\partial y} & \frac{\partial w}{\partial z} \end{bmatrix} \quad (2.2.3.)$$

Burada du, dv ve dw cismin yüzeylelerinde meydana gelen en küçük yerdeğiştirmeleri ifade eder. Küçük deformasyonlar için Şekil 2.'de açılarn tanjant değeri kendine eşit olur. Örneğ olarak yz düzlemindeki makaslama deformasyonu 2.2.4. bağıntısı ile hesaplanabilir.

$$\varepsilon_{yz} = \varepsilon_{zy} = \left[ \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right] \approx \eta_y + \eta_z \quad (2.2.4.)$$

Diğer yüzeylelerdeki makaslama deformasyonları da benzer Şekilde hesaplanabilir.

$$\Delta u + \Delta u^T = 2\varepsilon$$

olarak gösterilirse o halde 2.2.5. ifadesi yazılabilir.

$$\varepsilon = \varepsilon_{kl} = \begin{bmatrix} \varepsilon_{xx} & \varepsilon_{xy} & \varepsilon_{xz} \\ \varepsilon_{yx} & \varepsilon_{yy} & \varepsilon_{yz} \\ \varepsilon_{zx} & \varepsilon_{zy} & \varepsilon_{zz} \end{bmatrix} \quad (2.2.5.)$$

Bu ifade **deformasyon tansörü** adını alır. Love (1944)' e göre deformasyon tansörü homojen (bağdaşık) ve izotrop (yönbağımsız) bir ortamda bakışım özelliğine sahiptir (Dikmen, 2004). Köşegen terimler normal deformasyon, diğer terimler ise makaslama deformasyon adını alır. Herhangi bir eksen etrafındaki dönme miktarını ise **dönme deformasyon** değeri verir. Örneğin x eksenini etrafındaki dönme deformasyon değeri 2.2.7. bağıntısı ile hesaplanabilir. Ancak bu esnada Şekil



değişikliği söz konusu olmadığından dönme deformasyon değeri tansör içinde yer almaz. Yukarıdaki bağıntılar da göz önünde bulundurulursa tansör elemanlarının, üç boyutlu geliş güzel bir cisim için aşağıdaki değerleri alacağı gözlenebilir (Kayıran, 2000).

$$\begin{aligned}\varepsilon_{xx} &= \left[ \frac{\partial u}{\partial x} \right], \varepsilon_{yy} = \left[ \frac{\partial v}{\partial y} \right], \varepsilon_{zz} = \left[ \frac{\partial w}{\partial z} \right] \\ \varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} &= \frac{1}{2} \left[ \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right] \\ \varepsilon_{xz} = \varepsilon_{zx} &= \frac{1}{2} \left[ \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right] \\ \varepsilon_{yz} = \varepsilon_{zy} &= \frac{1}{2} \left[ \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right]\end{aligned}\tag{2.2.6}$$

$$w_x = \frac{1}{2} \left[ \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right]\tag{2.2.7}$$

### 2.3. Gerilme ve Deformasyon Arasındaki İlişki

Deformasyon gerilmenin bir fonksiyonu olduğuna göre Hooke Kanunu'na göre gerilme ile deformasyon arasında doğrusal bir ilişki vardır. Ancak bu doğrusal ilişki gerilmenin belirli bir değerinden sonra geçerliliğini kaybeder. Bu nokta elastik limit olarak adlandırılır. Bu noktadan sonra cisim plastik davranışa geçer ve plastik davranışta cismin yenilmesi ile son bulur. Eğer cisim ortamdaki kuvvet kaldırıldıktan sonra eski şekline geri dönüyorsa **elastik deformasyon**, eski şeklini korumuyor ancak ona yakın bir hal alıyorsa **plastik deformasyon** adını alır (şekil 3.). O halde Hooke kanununa göre

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \varepsilon_{kl}\tag{2.3.1}$$

yazılır. Gerilmenin ve deformasyonun genel olarak dokuzar elemanı olduğuna göre, gerilme ve deformasyon arasındaki doğrusal ilişkiyi kurabilmek için  $9 \times 9 = 81$

adet elastik katsayının bulunması gerekir. Daha kolay bir gösterim için 2.3.2., 2.3.3., 2.3.4. denklemlerinde gösterilen dönüşümler yapılırsa katsayı adedi  $6 \times 6 = 36$ 'ya iner. Bu durum heterojen (ayrışık) ortam için geçerlidir ancak homojen yönbağımsız ortam söz konusu olduğunda katsayı adedi 2'ye iner (Kayıran, 2000).

Burada elastik katsayıları içeren C düzeyi Katılık tansörü adını alır. Genel heterojen ortam yerine, elastik bakışım gösteren ortamlarda  $C_{ij}$  katsayılarının sayısı azalır. Dönüşümler yapıldıktan sonra gerilme ile deformasyon arasındaki doğrusal ilişkiyi 2.3.4. düzey denklemi ile gösterilebilir.

$$\begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{xy} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{xz} & \sigma_{yz} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_1 & \sigma_6 & \sigma_5 \\ \sigma_6 & \sigma_2 & \sigma_4 \\ \sigma_5 & \sigma_4 & \sigma_3 \end{bmatrix} \quad (2.3.2.)$$

$$\begin{bmatrix} \varepsilon_{xx} & \varepsilon_{xy} & \varepsilon_{xz} \\ \varepsilon_{yx} & \varepsilon_{yy} & \varepsilon_{yz} \\ \varepsilon_{zx} & \varepsilon_{zy} & \varepsilon_{zz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \varepsilon_1 & \varepsilon_6 & \varepsilon_5 \\ \varepsilon_6 & \varepsilon_2 & \varepsilon_4 \\ \varepsilon_5 & \varepsilon_4 & \varepsilon_3 \end{bmatrix} \quad (2.3.3.)$$

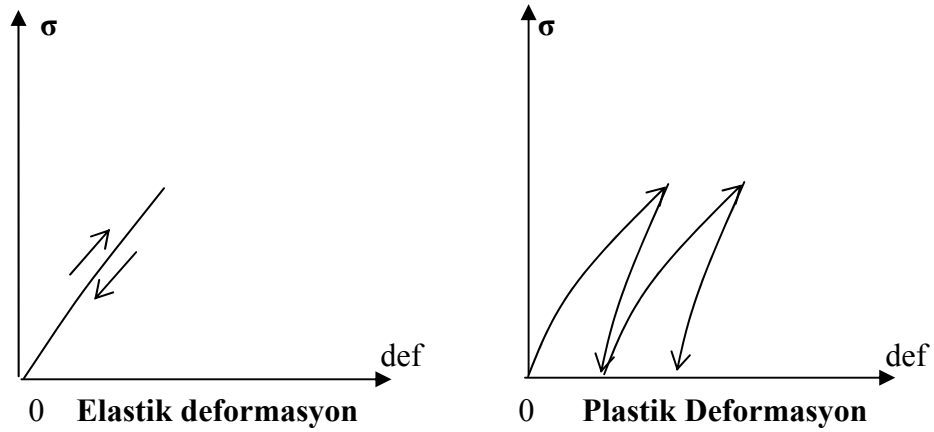
$$\sigma_i = C_{ij} \varepsilon_j \quad (2.3.4.)$$

O halde bu dizinler vektör olarak yazılabilir ve Hooke kanunu dizin işlemleri ile aşağıdaki gibi gösterilir.

$$\begin{bmatrix} \sigma_1 \\ \sigma_2 \\ \sigma_3 \\ \sigma_4 \\ \sigma_5 \\ \sigma_6 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ C_{12} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ C_{13} & C_{23} & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ C_{14} & C_{24} & C_{34} & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ C_{15} & C_{25} & C_{35} & C_{45} & C_{55} & C_{56} \\ C_{16} & C_{26} & C_{36} & C_{46} & C_{56} & C_{66} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \varepsilon_1 \\ \varepsilon_2 \\ \varepsilon_3 \\ \varepsilon_4 \\ \varepsilon_5 \\ \varepsilon_6 \end{bmatrix} \quad (2.3.5.)$$

$C_{ij} = C_{ji}$  olduğu için anizotrop (yönbağımlı) ortamlarda katılık dizininin katsayı adedi 21 olacaktır. Eğer ortam bakışım düzlemleri veya eksenlerine sahip ise bu durumda katsayıların daha da azalması mümkündür. Yönbağımsız katılar için katsayılar seçilen koordinat sisteminden bağımsızdır (Morgan, 1983).

Katılık dizinindeki her bir değer, malzemeyle ilişkin elastik özellikleri gösterir. Bu dizin, ortamın bakışım özelliklerine dolayısıyla, yönbağımsız veya yönbağımlı olmasına göre değişir.



Şekil 3. Gerilme ile elastik deformasyon ve plastik deformasyonun ilişkisi

Yönbağımsız ortam için katılık dizinindeki katsayılar

$$\begin{aligned}
 C_{12} = C_{13} = C_{21} = C_{23} = C_{31} = C_{32} &= \lambda \\
 C_{44} = C_{55} = C_{66} &= (C_{11} - C_{12})/2 = \mu \\
 C_{11} = C_{22} = C_{33} &= \lambda + 2\mu
 \end{aligned}
 \tag{2.3.6.}$$

olarak bulunur. Görüldüğü üzere katılık dizini yönbağımsız malzeme için sadece 2 elemandan oluşmaktadır ve geriye kalan 24 katsayı, sıfır değerini alır. Burada  $\mu$  ve  $\lambda$  değerlerine **Lamé parametreleri** adı verilir (Morgan, 1983).

Homojen yönbağımsız ortamda gerilme eksenleri ile deformasyon eksenleri çakışıktır. Yönbağımsız ortam için elde edilen katılık dizini kullanılarak, gerilme ve deformasyon bağıntısı denklem 2.3.7. de gösterildiği gibi elde edilebilir (Müller, 2007).

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} \theta + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad (i,j=1,2,3) \quad (2.3.7.)$$

$$\delta_{ij} = 0 \quad i \neq j$$

$$\delta_{ij} = 1 \quad i = j$$

$$\text{üç boyutta dilatasyon: } \theta = \varepsilon_{11} + \varepsilon_{22} + \varepsilon_{33} = \Delta V/V$$

$$\delta_{ii} = \delta_{11} + \delta_{22} + \delta_{33} = 3$$

Dilatasyon bir cisimde oluşan normal deformasyonların toplamıdır, gerilme ve Lamé parametrelerine bağılı olarak denklem 2.3.8. ile de hesaplanabilir.

$$\sigma_{ii} = (3\lambda + 2\mu) \theta \quad (2.3.8.)$$

Örneğin; eksen x eksenine paralel bir silindire x doğrultusunda yalnız  $\sigma_1$  ( $\sigma_{xx}$ ) normal tansiyonunu uygulansın. Bu durumda  $\sigma_2 = \sigma_3 = \sigma_4 = \sigma_5 = \sigma_6 = 0$  olacaktır. Denklem 2.3.7. den ve denklem 2.3.8 den yararlanırsak cisim üzerinde x, y ve z doğrultularındaki deformasyonları veren bağıntılar aşağıda gösterildiği gibi bulunabilir. Burada hesaplamalar yapılırsa görülecektir ki;  $\varepsilon_2 = \varepsilon_3 = \varepsilon_4 = 0$  bulunur (Kayıran, 2000).

$$\varepsilon_1 = \frac{(\lambda + \mu)\sigma_{11}}{\mu(3\lambda + 2\mu)}$$

$$\varepsilon_2 = \varepsilon_3 = \frac{-\lambda\sigma_{11}}{2\mu(3\lambda + 2\mu)}$$

Sonuçların işaretlerine bakıldığında bu, x doğrultusunda genişleme, y ve z doğrultularında sıkışma olduğu anlamına gelir.

Hidrostatik basınç durumunda ise cisimde her üç yönde de sıkışma olur. Dolayısıyla hesaplanan deformasyonların işareti negatif olacaktır. Denklem 2.3.9 hidrostatik basınç durumunda deformasyonu hesaplamak için kullanılır.

$$\varepsilon_{11} = \varepsilon_{22} = \varepsilon_{33} = \frac{-\sigma}{3\lambda + 2\mu} \quad (2.3.9.)$$

Dolayısıyla dilatasyon denklem 2.3.10 ile hesaplanabilir.

$$\theta = \frac{-3\sigma}{3\lambda + 2\mu} \quad (2.3.10.)$$

Enine deformasyonun boyuna deformasyona oranı **poisson katsayısı** olarak adlandırılır. Homojen yönbağımsız malzeme için poisson katsayısı denklem 2.3.11. ile hesaplanabilir (Kayıran 2000). Homojen yönbağımsız ortam varsayımı içinde poisson katsayısının değeri 0 ile 0,5 değerleri arasında değişir. Bu değer 0,5 olması ortamın sıvı karakterde olduğunu, değer daha düşük olması ise ortamın katılık özelliklerinin arttığını gösterir. İdeal sıvıda makaslama modülü sıfır ( $\mu=0$ ) olduğundan dolayı  $\lambda=k$  ve poisson katsayısı değeri 0.5 çıkacaktır.

Gerilmenin tansiyon olduğu, yani malzemenin boyunun uzadığı durumda normal gerilmenin normal deformasyona oranı (**young modülü**) 2.3.12. denklemi ile verilir (Kayıran, 2000). Young modülü büyükse gerilme altında malzemenin şekil değişikliği küçük olur. Örneğin lastik malzemenin young modülü değeri elmadan çok daha küçüktür.

Gerilmenin hidrostatik basınç olduğu yani malzemenin boyunun kısaldığı durumda **sıkışabilirlik katsayısı** (Bulk modülü) 2.3.13. denklemi ile verilir. Sıvıların sıkışabilirlik katsayısı gazlardan daha büyüktür. Bulk modülü, eksenlerden uygulanan basınçın meydana gelen dilatasyona oranının negatif işaretlisi olarak veya hacimsel değişimin bir ölçütü olarak tanımlanabilir (Müller, 2007).

$$\nu = \frac{\varepsilon_{22}}{\varepsilon_{11}} = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (2.3.11.)$$

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \quad (2.3.12.)$$

$$k = \frac{-\sigma}{\theta} = \frac{-\sigma}{\frac{-3\sigma}{3\lambda + 2\mu}} = \lambda + \frac{2\mu}{3} \quad (2.3.13.)$$

Malzemeye basit makaslama gerilmesi uygulanırsa, makaslama gerilmesinin açıldaki değişime oranı **makaslama modülü** veya **rijidite** modülü olarak adlandırılır ve 2.3.14. bağıntısı ile hesaplanabilir. Malzemenin kesme kuvvetleri altında burulma direncinin göstergesidir ve ideal sıvı durumunda sıfır değerini alır (Müller, 2007).

$$\mu = \frac{E}{2(1 + \nu)} \quad (2.3.14.)$$

## 2.4. Yönbağımsızlık (İzotropi)

Yönbağımsızlık, malzemede söz konusu fiziksel özelliklerin farklı yönlerdeki aynı değişimi olarak tanımlanabilir. Sismik için bu fiziksel özellik hızdır ve malzeme içinde yayılan elastik dalganın hızı her yönde aynı değişime sahipse, malzeme için yönbağımsız tanımı yapılabilir.

Yönbağımsız malzemeler için katılık dizinindeki sıfırdan farklı bağımsız bileşenlerin sayısı ikiye iner,

$$C_{\alpha\beta} = \begin{vmatrix} C_{11} & (C_{11} - 2C_{44}) & (C_{11} - 2C_{44}) & 0 & 0 & 0 \\ (C_{11} - 2C_{44}) & C_{11} & (C_{11} - 2C_{44}) & 0 & 0 & 0 \\ (C_{11} - 2C_{44}) & (C_{11} - 2C_{44}) & C_{11} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{44} \end{vmatrix} \quad (2.4.1)$$

Dolayısıyla yönbağımsız ortam için P ve S dalga faz hızları 2.3.6 eşitliği göz önünde bulundurularak 2.4.2. ve 2.4.3. bağıntıları ile hesaplanabilir,

$$V_p = \sqrt{C_{33} / \rho} = \sqrt{(\lambda + 2\mu) / \rho} = \sqrt{k + (4/3)\mu / \rho} \quad (2.4.2)$$

$$V_s = \sqrt{C_{44} / \rho} = \sqrt{\mu / \rho} \quad (2.4.3)$$

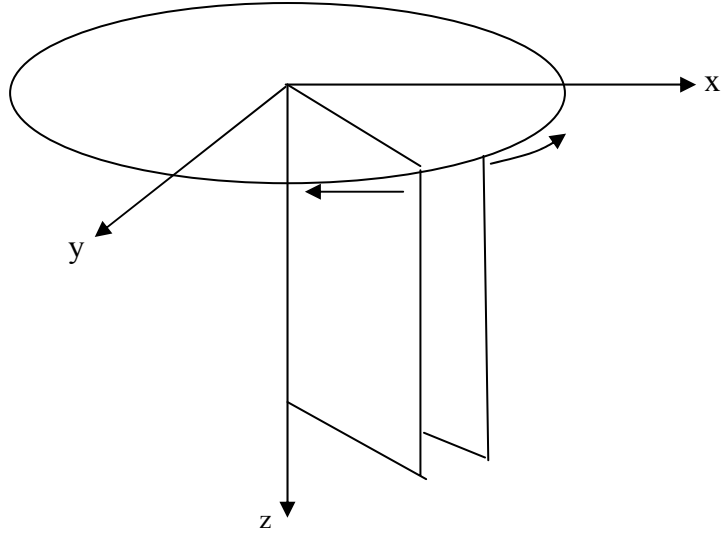
burada  $\rho$ , yoğunluktur.

## 2.5. Enine Yönbağımsızlık (Enine İzotropi) (TI)

İlk kez “enine izotropi” kavramı Love (1906) tarafından tanımlanmıştır. En basit yönbağımlılık bakışım formlarından biridir ve belirgin bir yöne sahiptir. Eğer bu yönün z yönü olduğunu kabul edersek, xy düzleminde herhangi bir yönde elastik özellikler değişmez. Enine yönbağımsız bir ortam için katılık dizininde 5 bağımsız katsayı vardır. Diğer katsayılar ise sıfırdır. Takip eden düzey enine yönbağımsız ortamı tanımlayan katılık dizeyidir. Çoğu zaman enine yönbağımsız ortam terimi yerine yönbağımlı ortam terimi kullanılır.

$$C_{\alpha\beta} = \begin{vmatrix} C_{11} & (C_{11} - 2C_{66}) & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ (C_{11} - 2C_{66}) & C_{11} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{13} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} \end{vmatrix} \quad (2.5.1)$$

Yönbağımsız katıdaki en önemli özellik, tüm ışınların bakışım düzleminde bulunmasıdır. Bir bakışım sistemi olarak TI, hegzagonal bakışım sınıfı ile aynı değildir. Burada hegzagonal, TI sistemin çoğu bakışım sınıfından biridir (Winterstein, 1990). Hegzagonal bakışım silindirik bir bakışım eksenine sahiptir. Ortamın özellikleri bakışım ekseni yönü ile söz konusu yön arasındaki açığa bağlıdır. Bu bakışım sınıfı şekil 4’de gösterilmiştir.



Şekil 4. z yönünde bakışım eksensli hegzagonal bakışım sistemi

Ortam için hem yatay bakışım ekseni hem de düşey bakışım ekseni mevcut ise bu durumda ortorombik bakışım söz konusudur (Crampin ve diğ., 1984).

Yer içinde enine yönbağımsızlığa neden olarak,

1. Kil minerallerinin yapraklanması
2. Yatay ve ince tabakalanmış sedimanter kayaçlar
3. Sıralı kırık, çatlak ve gözenekler

gösterilebilir. 1 ve 2 durumunda ortam düşey bir bakışım eksenine sahip iken 3 durumunda ortam yatay bir bakışım eksenine sahiptir.

Postma (1955), Helbig(1958)'in tabakalı ortamda dalga yayılımı ve yönbağımlılık hakkında yaptığı çalışmaları geliştiren ve genelleştiren Backus (1962)'a göre ince, yönbağımsız, tabakalanmış bir sedimanter ortamda tabaka kalınlıklarının yayılan dalga boyundan daha küçük olması durumunda yönbağımlı dalga yayılımı söz konusudur.



## **BÖLÜM 3**

### **SİSMİK YÖNBAĞIMLILIK (ANİZOTROPİ)**

#### **3. Sismik Yönbağımlılıkta Temel Kavramlar**

Yönbağımlılık çalışmalarında farklı araştırmacılar tarafından farklı terimler kullanılmıştır. Bu tür çalışmalarda, hem yöntemin karmaşasından hem de araştırmaların görece olarak yeni olmasından dolayı kavram kargaşası yaşanabilmektedir. Bazı araştırmacılar bu karmaşayı önlemek için çeşitli kavram tanımları yapmışlardır. Takip eden alt başlıklarda bu çalışmalardan yararlanılarak temel kavramlar verilecektir.

##### **3.1. Yönbağımlılık**

Homojen malzemenin, fiziksel özelliklerinin (elastik, elektrik v.s.) yönlere bağımlı olarak değişmesine yönbağımlılık denir. Söz konusu fiziksel özellik sismik yöntem için elastik dalgaların ortam içindeki ilerleme hızıdır.

##### **3.2. Görünür Yönbağımlılık**

Dinamik düzeltme analizinden elde edilen hız ile dikey hızın oranıdır. Bu terimin üretilmesinde  $S_H$  dalga yönbağımlılığı önemlidir. Bu, yatay hızın düşey hıza oranı olarak da tanımlanabilir (Winterstein, 1990).

##### **3.3. Azimutsal Yönbağımlılık**

Homojen materyalin bir veya birden fazla özelliğinin azimut açısı ile değişimidir (Winterstein, 1990) . Aynı zamanda yatay bakışım eksenli yönbağımsız (HTI) ortam için kullanılır (Zheng, 2006).

##### **3.4. Azimutsal Yönbağımsızlık**

Düşey bakışım eksenli enine yönbağımsızlık (VTI) anlamına gelir (Winterstein, 1990).

### **3.5. İçsel Yönbağımlılık**

Mikroskopik seviyedeki yönbağımlılıktır ve malzemenin kendine özgü iç yapısındaki yönbağımlılık anlamına gelir (Winterstein, 1990).

### **3.6. Heterojenite**

Eğer bir malzemenin özellikleri aynı yöndeki ölçümlerde konuma bağı olarak değişiyorsa heterojendir ve heterojen malzeme geniş anlamda zaten yönbağımlıdır. heterojenitenin derecesi önemlidir (Winterstein, 1990).

Malzemeyi geçen dalga boyu ölçeğinde heterojen olan malzemeler yönbağımlıdır. Yönbağımlılık her heterojen malzeme için uygulanmamalıdır. Fakat malzemeyi geçen dalga boyları ölçeğinde malzemeye homojen olarak bakılabilir (Winterstein, 1990).

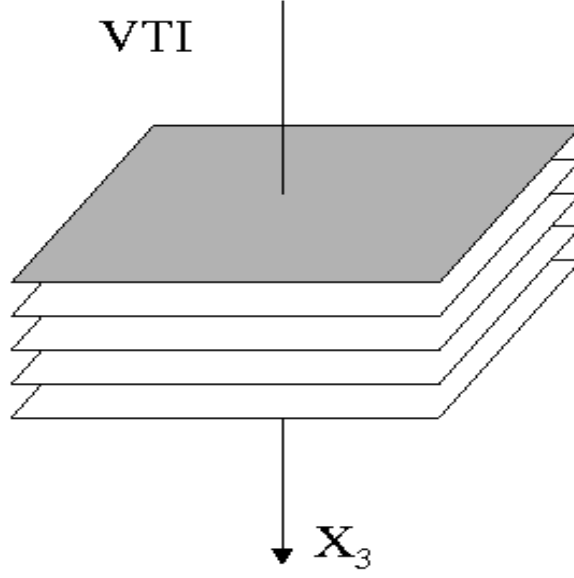
### **3.7. Düşey Bakışım Eksenli Enine Yönbağımsızlık (VTI)**

Kısaltılmış olarak düşey enine yönbağımsızlık da (VTI) denir. Takip eden konularda VTI kısaltması kullanılacaktır. Bu tip yer modelleri için tabakalanma ve ince tabakalı sediman kayalar örnek verilebilir (Winterstein, 1990).

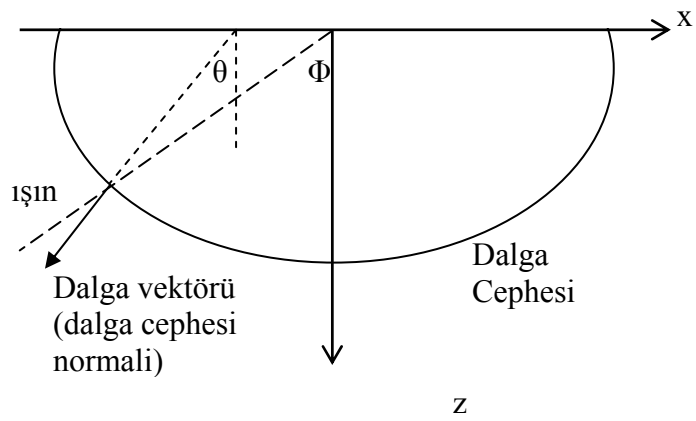
Şekil 4’de bakışım eksenini düşey olduğundan dolayı bu ortam için VTI tanımlaması yapılır. Şekil 5’de ise genel VTI yer modeli görülmektedir. Sedimanter kayalar genelde yatay olarak tabakalanmıştır ve bu tür ortamlar için genelde VTI ortam yaklaşımı yapılır.

Bu durumda düşey yönde yayılan sismik dalgalar yatay yönde yayılan sismik dalgalardan farklı hızda hareket eder ve dalganın hızı, sismik ışın yolu ile düşey eksen arasındaki açıya bağlıdır (Zheng, 2006). Homojen yönbağımlı ortamda dalga yayılımının temel özelliği ışın hızı yönünün faz hızı yönünden (veya dalga cephesi) farklı olmasıdır (Byun, 1982) (şekil 6.).

Şekil 6'da ışın (grup) açısı ve faz (dalga) cephesi açısı şematik olarak gösterilmiştir.



Şekil 5. Bakışım eksenini  $X_3$  olan VTI ortam (Zheng, 2006)

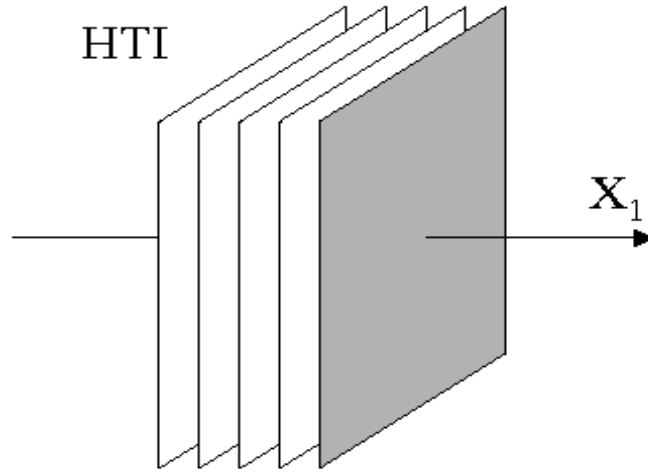


Şekil 6. Faz açısı ve grup açısının grafiksel gösterimi (Thomsen, 1986)

### 3.8. Yatay Bakışım Eksenli Enine Yönbağımsızlık (HTI)

Kısaltılmış olarak yatay enine yönbağımsızlık da (HTI) denir. Takip eden konularda HTI kısaltması kullanılacaktır. Bu tip yer modelleri için düşey, çatlak ve kırık sistemleri örnek verilebilir (Winterstein, 1990).

Bakışım eksenini yatay olduğundan dolayı yatay yönde yayılan sismik dalganın hızı düşey yönden farklıdır. Buradan bu tür ortamların söz konusu fiziksel özelliklerinin yatay yönde değiştiği anlaşılmaktadır. HTI ortam VTI ortamın 90° dönmüş şekli olarak düşünülebilir. Şekil 7’de bir HTI ortam modeli görülmektedir.



Şekil 7. Bakışım eksenini  $X_1$  (yatay) olan HTI ortam (Zheng, 2006)

### 3.9. Hız Yönbağımlılığı (Yönbağımlılık derecesi)

Yönbağımlı ortamda hızlardaki maksimum değişimin yüzde olarak ölçütüdür (3.9.1) eşitliği ile hesaplanır (Crampin, 1989).

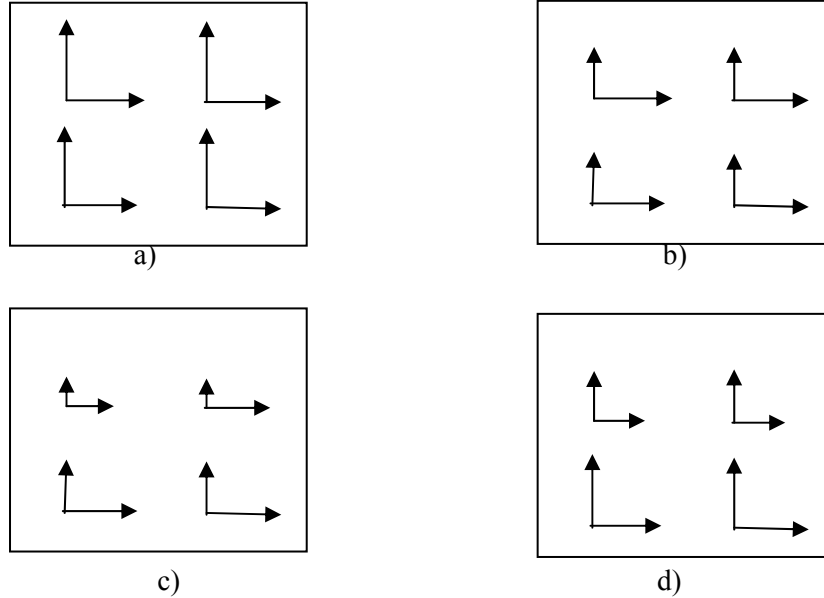
$$\frac{(V_{maks} - V_{min})}{V_{maks}} \times 100 \quad (3.9.1.)$$

### 3.10. Yönbağımsızlık, Yönbağımlılık, Homojenite ve Heterojenite Arasındaki İlişki

Yönbağımlılık ve heterojenite bölüm 3.1 ve 3.6'da tanımlanmıştır. Yönbağımsızlık, ortamın fiziksel özelliklerinin yöne bağlı olarak değişmemesi ve homojenite ise ortamın yönbağımsız veya yönbağımlı fiziksel özelliklerinin konuma bağlı olarak değişmemesi olarak tanımlanabilir.

Bir ortam homojen yönbağımsız, homojen yönbağımlı, heterojen yönbağımlı, heterojen yönbağımsız olabilir. Bu kavramlar boyutsal olarak da tanımlanabilir.

Homojen yönbağımsız ortam; fiziksel özelliklerin yönlere ve konuma bağlı olarak değişmediği ortam (Şekil 8.a), homojen yönbağımlı ortam; fiziksel özelliklerin yönlere bağlı olarak değiştiği ancak konuma bağlı olarak değişmediği ortam (Şekil 8.b), heterojen yönbağımlı ortam fiziksel özelliklerin konuma ve yönlere bağlı olarak değiştiği ortam (Şekil 8.c), heterojen yönbağımsız ortam ise fiziksel özelliklerin konuma bağlı olarak değiştiği ancak yönlere bağlı olarak değişmediği ortamdır (Şekil 8.d).



Şekil 8. Homojen, heterojen, yönbağımsız ve yönbağımlı ortamlarda fiziksel özelliklerin vektörel gösterimi a) Homojen yönbağımsız ortam b) homojen yönbağımlı ortam c) heterojen yönbağımlı ortam d) heterojen yönbağımsız ortam

## BÖLÜM 4

### YÖNBAĞIMLI ORTAMDA SİSMİK HIZLAR ve HIZ YÜZEYLERİ

Yeryüzü gerçekte bazı örnekler dışında ve boyutsal varsayımların göz önüne alınmadığı durumlarda heterojen yönbağımlı bir ortamdır. Ancak soğrulma (absorpsiyon) kayıplarına neden olduğu ve buna bağlı olarak gücyitim (attenuation) ve dağılım (dispersiyon) etkilerini içerdiği için de viskoelastik bir ortamdır (Bale, 2006). Ancak hesap kolaylığı, doğruluk ve genel duruma bir yaklaşım yapabilmek açısından yeryüzü ve yeryüzünü oluşturan malzemeler için hesaplamalar, elastik homojen yönbağımsız varsayımı altında yapılmaktadır.

Ayrıca  $V_s/V_p$  hız oranı küçük bir aralıkta değiştiği ve sıkışmaya neden olan dalgalar kullanıldığı için malzemede yönbağımsızlık varsayımı ile yapılan yorumlar yeterlidir (Helbig, 1984). Yakın geçmiş ve günümüzde bu varsayımlar altındaki işlemlerin çok kolay yapılabilmesi ve hesaplamalar için kullanılan bilgisayar sistem ve yazılımlarının çok daha hızlı olması araştırmacıları daha detaylı araştırmalara yöneltmektedir.

Yönbağımlı ortamda dalga yayılımını göstermek ve ortamın incelenmesi amacıyla üç tür yüzey tanımı yapılır. Bunlar; dalga yüzeyi (ışın yüzeyi, grup hızı yüzeyi), faz hızı yüzeyi (dalga cephesi yüzeyi, hız yüzeyi) ve yavaşlık yüzeyidir. Bu tez kapsamında grup hızı yüzeyi incelenmiş ve içinde kırık sistemlerini bulunduran kireçtaşı birimi üzerindeki arazi ölçümleri ile sonuçlar karşılaştırılmıştır.

#### 4.1. Enine Yönbağımsız Ortamda Sismik Hızlar ve Hız Yüzeylerinin Tanımlanması

Elastik dalgaların ortam için yayılımlarını inceleyebilmek amacıyla dalga denklemlerini bilmek gerekir. Bölüm 2'de de anlatıldığı gibi bir cismin üzerine uygulanan kuvvetlerin momentleri denge durumunda değil ise bu cisim yer veya şekil değiştirir. Bir dalga, bir cisme ulaştığında enerjisine bağlı olarak o cismin şeklini değiştirebilir. Burada bahsedilen zaman ve değişim miktarı çok küçüktür. Dolayısıyla dalga yayılımını tanımlayabilmek için cisimdeki küçük deformasyonların ele alınması gerekir.

Newton'un ikinci hareket kanunu ve cisimdeki yer değiştirmeler kullanılarak üzerine F kuvveti uygulanan bir cismin denge koşulu altında skaler (sayısal) hareket denklemi

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial \chi_i} + f_i = \rho \frac{\partial^2 u_j}{\partial t^2} \quad (4.1.1)$$

u: cisimdeki yer değiştirme miktarı

$\sigma$ : gerilme

$\rho$ : yoğunluk

$f$ : birim hacim başına uygulanan kuvvet

şeklinde ifade edilir.  $f$  kuvveti yerin çekim kuvvetini de içine alan tüm dış kuvvetleri gösterir (Müller, 2007). Ayrıca araştırmalar esnasında cisme etkiyen hacimsel kuvvet yani eylemsizlik kuvveti de hesaplamalara katılır. Cismin hareketsiz olması ve küçük deformasyonlar durumunda elastik cisim çalışmaları için  $f$  kuvveti sıfır kabul edilebilir. Özellikle cisme etki eden kuvvet kaynağı deprem olduğu durumlarda  $f$  kuvveti de hesaplamalara katılmaktadır.

Elastik ortam için gerilme ve deformasyon arasındaki ilişkiyi gösteren denklem 2.3.7 kullanılarak hareket denklemi homojen yönbağımsız bir ortam için Lamé parametrelerine bağlı olarak denklem 4.1.2 şeklinde yazılabilir.

$$\frac{\partial(\lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij})}{\partial \chi_i} + f_i = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} \quad (4.1.2)$$

Homojen ortamda Lamé parametreleri konumdan bağımsız olacağına göre yukarıdaki eşitlik

$$(\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial \chi_i} + \mu \nabla^2 u_i + f_i = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} \quad (4.1.3)$$

şeklinde ifade edilir (Müller, 2007). Bu ifade kartezyen koordinatlarda homojen ortam için hareket denklemdir.

Hareket denklemi ve yönbağımsız gerilme deformasyon arasındaki ilişkiler kullanılarak denklem 4.1.4 ve 4.1.5’de ki sonsuz elastik homojen yönbağımsız ortamda bir boyutlu skaler düzlem dalga denklemleri elde edilebilir.

$$\frac{\partial^2 u(x,t)}{\partial x^2} = \frac{1}{V_p^2} \frac{\partial^2 u(x,t)}{\partial t^2} \quad (4.1.4)$$

$$\frac{\partial^2 u(x,t)}{\partial x^2} = \frac{1}{V_s^2} \frac{\partial^2 u(x,t)}{\partial t^2} \quad (4.1.5)$$

$V_p$ : P dalga faz hızı

$V_s$ : S dalga faz hızı

Homojen yönbağımsız ortam için P dalga hızı ve S dalga hızı için bağıntılar elastik parametrelere bağlı olarak denklem 2.4.2 ve 2.4.3’de verilmişti.

Homojen yönbağımsız sonsuz ortamda yayılan dalga iki şekilde polarize olur bunlar tam-P (pure-P) ve tam-S (pure-S) dalgasıdır. S dalgası  $S_H$  ve  $S_V$  olarak ikiye ayrılır ancak bunların hızları aynıdır. Yukarıda bir boyutlu düzlem dalga denklemi incelenmiştir.

Üç boyutta ise homojen yönbağımsız ortam için skaler düzlem dalga denklemi denklem 4.1.6.’deki gibi Helmholtz denklemi ile tanımlanır (Chapman, 2004).

$$\nabla^2 \psi(r,t) = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \psi(r,t)}{\partial t^2} \quad (4.1.6)$$

$$\nabla^2 \psi(r,t) = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2}$$

$r = (x,y,z)$



$\psi$ : yerdeğiştirme potansiyeli

$c$ : tam-P veya tam-S dalga hızı (faz hızı) için genel gösterim.

Denklem 4.1.4 ve 4.1.5’de verilen bir boyutlu düzlem dalga denklemlerinin genel çözümü denklem 4.1.7 ile verilir (Müller, 2007)

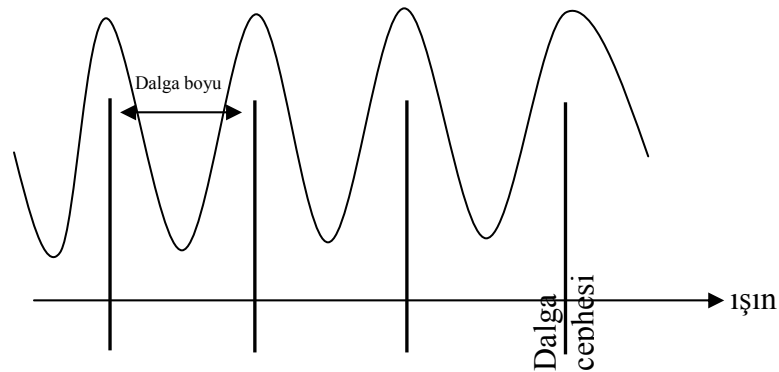
$$u(x,t) = F(t - x/c) + G(t + x/c) \quad (4.1.7)$$

Burada  $F(x)$  ve  $G(x)$  fonksiyonları diferansiyelleşebilir fonksiyonlardır. Bu genel çözüme göre dalga bir boyutta  $c$  hızında  $+x$  ve  $-x$  yönünde yayılır. Burada  $F$  ve  $G$  fonksiyonları başlangıç koşullarına ve yarı sonsuz ortam için basit sınır değer koşullarına bağlı olarak çözülür (Müller, 2007).

Sonsuz ortamda üç boyutlu skaler düzlem dalga denklemi genel çözümü ise

$$\psi(r,t) = h(t - \mathbf{p} \cdot \mathbf{r} / c) + g(t + \mathbf{p} \cdot \mathbf{r} / c) \quad (4.1.8)$$

bağıntısı ile verilir. Burada  $\mathbf{p}$  birim vektördür. Eşitlikten de anlaşılacağı gibi  $\mathbf{p} \cdot \mathbf{r} = T$  gibi bir sabittir.  $\mathbf{p} \cdot \mathbf{r} = T$  bağıntısı bir düzlem tanımladığı için 4.1.8 denkleminde gösterilen çözümler düzlem dalgalar olarak adlandırılır ve bu düzlemlere dalga cephesi adı verilir (Pujol, 2003).

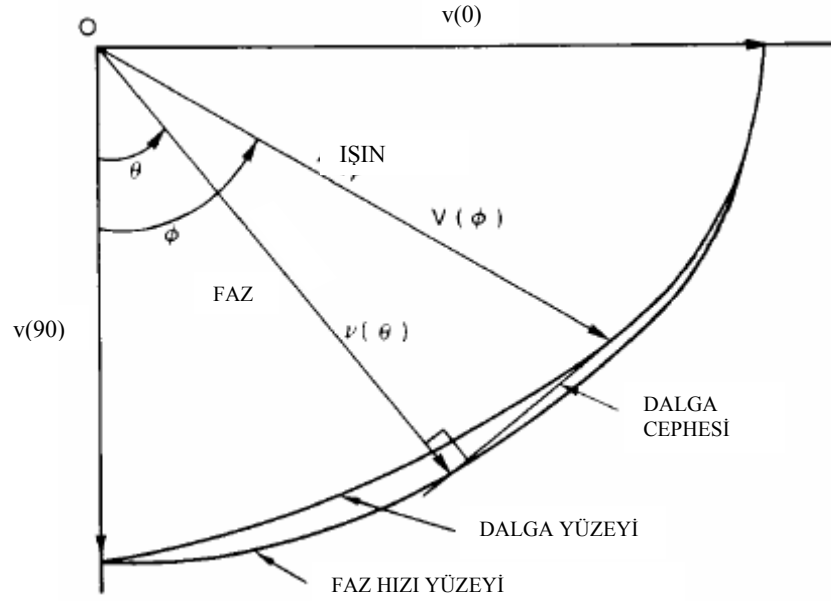


Şekil 9. Düzlem dalga yayılımı ve ışın, dalga cephesi kavramları

Yukarıdaki bağıntıdan da gördüğümüz gibi dalgalar üç boyutta  $c$  hızı ile ortamda yayılırlar. Dolayısıyla elastik homojen yönbağımsız üç boyutlu ortamda sismik dalgaların küresel olarak yayılacağı açıktır.  $C$  değerinin dalga hızı olduğunu belirtmiştik. Bu hıza aynı zaman da faz hızı adı da verilir. Çoğu zaman faz hızı ve ortam hızı kavramları karıştırılmaktadır. Ortam hızı parçacık hızıdır. Yani parçacıkların titreşim hızıdır ve yerdeğiştirmenin zamana göre birinci türevi ile hesaplanır.

Yönbağımsız ortamda dalga cephesi normali ile sismik ışın yolu aynıdır (Zheng, 2006). Dalga cephesi, aynı fazlı titreşen noktaların oluşturduğu düzlemler olarak ve bu düzlemlere dik olan doğrular da ışın olarak tanımlanabilir (Şekil 9). Faz açısı, dalga cephesi normali (dalga vektörü) ile düşey eksen arasındaki açı iken grup açısı ışınıyolu ile düşey eksen arasındaki açıdır. Faz hızı, dalga cephesi normali yönündeki dalga yayılım hızı, grup hızı da ışın yönündeki dalga yayılım hızıdır. Crampin (1989); grup hızını (ışın hızı), bir ışın boyunca bir sinyalin hızı ve enerjinin taşınma hızı olarak tanımlar ve bu hızın genellikle saha ölçümlerinde seyahat zamanı ve mesafe yardımıyla bulunan hızdan elde edildiğini belirtmektedir. Faz hızı yüzeyi ile hız yüzeyi terimleri aynı anlamda kullanılır. Grup hızı yüzeyi de dalga yüzeyi terimi ile aynı anlamda kullanılır (Crampin, 1989). Jolly (1956)'ya göre dalga yüzeyi birim zamandaki tüm düzlem dalga cepheslerinin zarfıdır ve grup hızı doğrudan gelen dalganın ilk varışı ile deneysel olarak belirlenebilir. Şekil 10. da dalga yüzeyi faz hızı yüzeyi ve dalga cephesi arasındaki ilişki görülmektedir.

Küçük boyutlu düşey çatlakların oluşturduğu kayaçlar azimutsal yönbağımlılığa neden olurlar (Crampin ve diğ., 1980).



Şekil 10. Dalga yüzeyi, faz hızı yüzeyi ve dalga cephesi arasındaki ilişki (Byun,1982)

Tabakalı enine yönbağımsız ortamda, yönbağımsız ortamdan farklı olarak üç dalga tipi vardır ve bu dalgaların yayılım hızları dalga cephesi normalinin yönüne bağlıdır. Özellikle enine yönbağımsız ortamda parçacık titreşim yönü, ne tam yayılım yönündedir ne de yayılım yönüne diktir. Düşey düzlemdeki parçacık titreşimine neden olan dalgaların dalga yüzeyleri eliptik değildir elipse yakındır. Ancak hem gösterim hem de hesap kolaylığı açısından eliptik olarak varsayılabılırlar. Düşey düzleme dik parçacık titreşimine neden olan dalganın dalga yüzeyi ise eliptiktir (Postma, 1955).

VTI ortam için düşey düzlemde parçacık titreşimine neden olan dalgalar, yarı (quasi)  $S_V$  ve yarı-P dalgalarıdır. Bu dalgalara yarı denmesinin sebebi ise yönbağımlı ortamda bu dalgaların, tam S ve tam P hareketine benzememesidir. Örneğin dalga, taneciği ağırlıklı olarak boyuna yönde titreştirirken az da olsa titreşimin enine bileşimi de mevcuttur (quasi-P). Düşey meridyen düzlemine dik yönde parçacık titreşimine neden olan dalga ise tam  $S_H$  dalgasıdır. Çünkü bu dalga tüm seyhat yönlerinde taneciği tam olarak enine titreştirir.

Homojen yönbağımsız ortam için P ve S dalga faz hızları (2.4.2) ve (2.4.3) bağıntıları ile verilmişti. Grup hızı ise

$$V(w) = \frac{\partial w}{\partial k} = v + k \frac{\partial w}{\partial k} \quad (4.1.9)$$

w: açısal frekans

k: dalga sayısı

v: faz hızı

eşitliği ile hesaplanır. Enine yönbağımsız ortam için faz hızları ise yarı P dalga biçimi için

$$V_P = \left( C_{11} \sin^2 \theta + C_{33} \cos^2 \theta + C_{44} + \sqrt{M} \right)^{\frac{1}{2}} (2\rho)^{-\frac{1}{2}} \quad (4.1.10)$$

Yarı S<sub>V</sub> dalga biçimi için;

$$V_{SV} = \left( C_{11} \sin^2 \theta + C_{33} \cos^2 \theta + C_{44} - \sqrt{M} \right)^{\frac{1}{2}} (2\rho)^{-\frac{1}{2}} \quad (4.1.11)$$

tam S<sub>H</sub> dalga biçimi için;

$$V_{SH} = \left( \frac{C_{66} \sin^2 \theta + C_{44} \cos^2 \theta}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (4.1.12)$$

$$M = \left[ (C_{11} - C_{44}) \sin^2 \theta - (C_{33} - C_{44}) \cos^2 \theta \right]^2 + (C_{13} + C_{44})^2 \sin^2 2\theta$$

şeklinde hesaplanır. Burada  $\theta$  faz açısıdır (şekil 6). Buna göre  $\theta=0-90$  değerleri için;

$$V_{SH,h} = \sqrt{\frac{C_{66}}{\rho}}, \quad \text{:yatay } S_H \text{ dalga hızı}$$

$$V_{SH,v} = V_{SV,h} = V_{SV,v} = \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}} \quad \text{: düşey } S_H \text{ hızı=yatay } S_v \text{ hızı=düşey } S_v \text{ hızı}$$

$$V_{P,h} = \sqrt{\frac{C_{11}}{\rho}} \quad \text{: yatay P hızı}$$

$$V_{P,v} = \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}} \quad \text{:düşey P hızı}$$

elde edilir. Buna göre, Yönbağımlı ortamda; düşey yönde veya yatay yönde yayılan ve taneciği enine titreştiren  $S_v$  dalgasına veya düşey yönde yayılan ve taneciği enine titreştiren  $S_H$  dalgasına yarı  $S_v$  dalgası denir. Düşey yönde veya yatay yönde yayılan taneciği boyuna titreştiren P dalgasına yarı P, yatay yönde yayılan ve taneciği enine titreştiren  $S_H$  dalgasına ise tam  $S_H$  adı verilir. Böylece yönbağımlı ortamda üç tür dalga tanımı yapılmış olur.

Rudzki (2003)'e göre yeryüzünden ince katmanlara ayrılmış ortamda yani düşey bakışım eksenli enine yönbağımsız ortamda; yatay yönde,

$$C_{66} > C_{44} \Rightarrow V_{q-P} > V_{q-Sv} > V_{SH}$$

$$C_{66} < C_{44} \Rightarrow V_{q-P} > V_{SH} > V_{q-Sv}$$

eşitlikleri, düşey yönde (bakışım eksenini yönünde)

$$C_{66} > C_{44} \Rightarrow V_{q-P} > V_{q-Sv} = V_{SH}$$

$$C_{66} < C_{44} \Rightarrow V_{q-P} > V_{SH} = V_{q-Sv}$$

eşitlikleri geçerlidir.

Postma (1955), xz düzleminde yani VTI ortamda  $t=1$  anında dalga cephesi zarfının (dalga yüzeyi)  $S_H$  dalgası için eliptik olacağını göstermiş ve bunu 4.1.13 ve 4.1.14 denklemleri ile tanımlamıştır. Görüldüğü üzere bu bağıntı birim zamanda bir

elips denklemdir. 0 ve 90 değerleri ise dalga cephesi normalinin yatayla yaptığı açıdır (şekil 6). Bu bağıntı herhangi bir t zamanı için alıcıya doğrudan ulaşan  $S_H$  dalgalarının seyahat zamanı denklemdir.

$$\frac{x^2}{V(0)^2} + \frac{z^2}{V(90)^2} = 1 \quad (4.1.13)$$

$$\frac{x^2}{c_{66}/\rho} + \frac{z^2}{c_{44}/\rho} = 1 \quad (4.1.14)$$

$\rho$ : yoğunluk

$C_{66} \geq C_{44}$ : katılık tansörü elemanları

Berryman (1979) her üç dalga tipi için grup hızı ve dalga yüzeyi hızının eşitliğini ve dalga yüzeyi ile faz hızı yüzeyinin çok büyük farklılıklara sahip olmadığını göstermiştir. Buna göre denklem (4.1.12) için grup hızı, 4.1.15 bağıntısı ile dalga yüzeyi bağıntısında ( $S^2 = v^2 + (dv/d\theta)^2$ ) (4.1.12) eşitliğinin yerine yazılması ile edilen bağıntı aynıdır.

$$S^2 = \frac{C_{66}^2 \sin^2 \theta + C_{44}^2 \cos^2 \theta}{\rho v^2} \quad (4.1.15)$$

burada  $\theta$ , faz açısı ve  $v$ , faz hızıdır.

Byun ve diğ. (1989), zayıf yönbağımlılık veya hemen hemen eliptik hız yönbağımlı ortam varsayımı altında P dalga grup (ışın) hızı için 4.1.16 eşitliğini önermiştir.

$$V^{-2}(\Phi) = a_0^2 + a_1^2 \cos^2(\Phi) - a_2^2 \cos^4(\Phi) \quad (4.1.16)$$

burada  $a_1 = a_2 = 0$  durumu yönbağımsız ortama,  $a_2 = 0$  durumu eliptik yönbağımlı ortama karşılık gelir ve bu değerler elastik katsayılarla bağlıdır.

Levin (1978, 1979, 1980) eliptik hız yönbağımlılığı varsayımı altında üç dalga biçiminin dalga yüzeyinin de, elastisite katsayılarını hesaplamak için gerekli olan

uygun makaslama modülleri derinlik ve hız gibi parametrelerin kullanılmasıyla eliptik dalga yüzeyine yaklaştırılabileceğini göstermiştir. Buna örnek olarak Postma (1955), enine yönbağımsız ortamı oluşturan yönbağımsız katılar aynı makaslama modül değerine sahip ise ortamın yönbağımsız olarak davranacağını, tüm dalga yüzeylerinin küresel olacağını ve Helbig (1979) da iki yönbağımsız bileşenli, enine yönbağımsız ortam için makaslama modül değerlerinin az farklı olması durumunda P dalga yüzeyinin daha çok elipsoide yaklaştığını göstermişlerdir. Jolly (1956) enine yönbağımsız ortam için  $S_H$  dalga yüzeyinin eliptik olduğunu ve yönbağımlılık derecesine bağılı olarak P dalga yüzeyinin de elipse yaklaştığını göstermektedir ve Byun (1984)'a göre dalga yüzeyinin kendine has yerel özelliği, faz hızı ve ışın hızına karşılık gelen eliptik yüzey ile tanımlanabilir. Tabakalı bir ortam için düşey bakışım eksenli enine yönbağımsız ortam (VTI) tanımı yapılmıştır.

Bazı durumlarda dalga yüzeylerinde sivri teğet uçlar görülür. P dalga yüzeyi daha yumuşak geçişlere sahip olduğu ve bu yüzeyde sivri teğet uçlar bulunmadığı halde S dalga yüzeylerindeki sivri uçlar özellikle S dalga hız yönbağımlılığı %10 dan fazla olduğu durumda ortaya çıkar (Crampin, 1989)

Şekil 10'da da görüldüğü gibi faz hızı ve grup hızı arasındaki ilişki

$$v(\theta) = V(\Phi) \cos(\Phi - \theta)$$

şeklinde ifade edilebilir.

Levin (1979)'a göre Krey ve Helbig (1956), yakın yüzeyde P dalga yüzeyi şeklinin elipsoidal'e daha çok yaklaştığını göstermiştir. P dalga yüzeyi için geometrik olarak oblik (kutupları yassılaştırmış) tanımlaması yapılabilir. Byun (1982,1984) enine yönbağımsız ortam için eliptik hız varsayımı altında hipotetik dalga yüzeyi bağıntısını (4.1.17) eşitliğindeki gibi, hipotetik faz hızı bağıntısı (4.1.18) ve grup açısı-faz açısı arasındaki ilişki de (4.1.19) eşitliğindeki gibi vermiştir.

$$\frac{1}{V(\Phi)^2} = \frac{\cos^2(\Phi)}{v(0)^2} + \frac{\sin^2(\Phi)}{v(90)^2} \quad (4.1.17)$$

görüldüğü gibi bu bağıntı eksenleri yatay ve düşey görünür (ölçülen) hızlarından oluşan bir elips denklemdir.

$$v^2(\theta) = v(0)^2 \cos^2(\theta) + v(90)^2 \sin^2(\theta) \quad (4.1.18)$$

$v$  : faz hızı

$v(0)$  : görünür düşey hız

$v(90)$ : görünür yatay hız

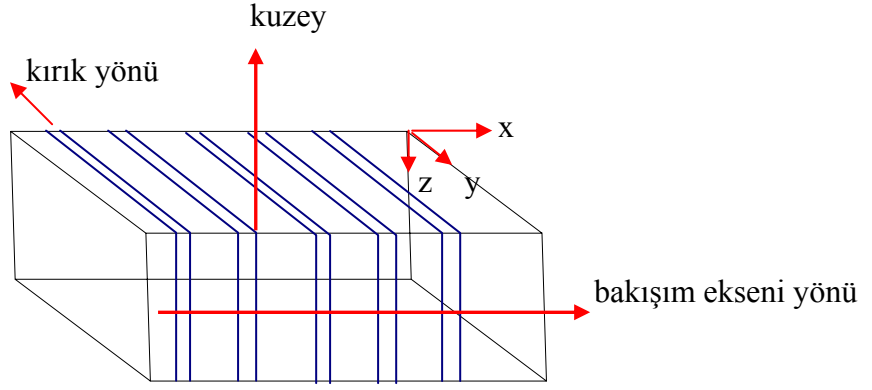
$$\tan(\theta) = (v(0)/v(90)) \tan(\Phi) \quad (4.1.19)$$

görüldüğü üzere yatay ve düşey görünür hızlar ve ışın açısı bilinir ise faz açısı hesaplanabilir. 4.1.16 bağıntısı ile de faz hızı yüzeyi veya yavaşlık ( $1/v$ ) yüzeyi hesaplanabilir.

Kırık ve çatlaklı ortamlarda söz konusu kırık sistemlerinin dönel bir bakışıma sahip olduğu ve ortamında yönbağımsız olduğu varsayılırsa, bu iki yapının oluşturduğu ortam enine yönbağımsız ortama eşittir ve yapı içindeki düşey kırıkların varlığı ile ortam azimutsal hız yönbağımlılığı özelliklerini gösterir. Burada iki parametre büyük önem taşır; birincisi çatlak veya kırık yönelimi, ikincisi de çatlak ve kırıkların yoğunluğudur. Çatlak yönelimi düşey yönde yayılan kesme dalgalarının bozuşması (ayrılması) ile belirlenebilir. Kurama göre daha hızlı yayılan kesme dalgalarının kutuplaşması kırıklara/çatlaklara paralel, daha yavaş olan kesme dalgasının kutuplaşması da kırıklara/çatlaklara diktir (Schoenberg ve Douma, 1988).

Sedimanter kayalarda düşey dolgulu/boş çatlaklar, HTI (azimutsal yönbağımlılık) ortamın nedenlerinden biridir (Crampin ve Leary, 1993). Şekil 11'de yönbağımsız bir yapı içindeki düşey çatlakların oluşturduğu HTI ortam görülmektedir.





Şekil 11. Düşey kırık ve çatlakların oluşturduğu HTI ortam

## BÖLÜM 5

### TILKI YÖNTEMİ

#### 5. Yöntemin Uygulanması

Bilindiği üzere tüm jeofizik yöntemlerde hesaplamalar ve kuramlar temelde ortamın homojen ve yönbağımsız olması koşuluna dayandırılarak gerçekleştirilir. Ancak gerçekte bu duruma çok az sıklıkta rastlanır. Detay gerektirmeyen araştırmalar için söz konusu kabuller doğru sonuçlar üretir.

Eğer ortamın yersel olarak fiziksel özelliklerinin değişimi belirlenmek isteniyorsa, homojen ve yönbağımsız ortam kabulü ile gerçekleştirilen hesaplamalarla sonuca gitmek çok daha zor olacaktır. Ortamın fiziksel özelliklerinin yersel olarak dolayısıyla yöne bağlı olarak değişimi, endüstri ve madencilikte de en sık karşılaşılan sorunlardan biridir.

Bu amaçla yüzey birim veya malzemelerin sismik hız parametresinin yersel olarak, dolayısıyla yönlere bağlı olarak değişiminin incelenmesi ve yorumlanması amacıyla “**Tilki**” yöntemi geliştirilmiştir. Bu yöntem geliştirilirken, yönbağımlı ortam içinde, sismik dalganın yayılımının iki boyutta dairesel değil de eliptik olması varsayımı temel olarak alınmıştır. Bu çalışma kapsamında amaç, kırık yönelimini bulmak olduğundan yönbağımlı ortamda oluşan tüm dalga tipleri için bu varsayım yeterlidir. Ayrıca bölüm 4’deki kuramsal bilgiler ışığında  $S_H$  ve yarı-P dalga yüzeylerinin enine yönbağımsız ortamda kırık yönelimini belirlemek amacıyla, dalga yüzeyinin elipse yaklaştırılabileceğini bilinmektedir. Denklem 4.1.13 ve 4.1.14’de VTI ortam için  $S_H$  dalga yüzeyini tanımlayan elips denklemi gösterilmiştir. Bu eşitlik, düşey kırık ve çatlakların neden olduğu HTI ortam (azimutsal yönbağımlılık) için 5.1 eşitliğine dönüştürülmesi gerekir.

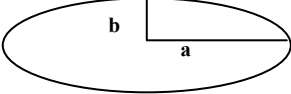
$$\frac{x^2}{V_{par}^2} + \frac{y^2}{V_{dik}^2} = 1 \quad (5.1)$$

$V_{par}$ : kırıklara paralel dalga hızı (Elipsin büyük yarı eksen)

$V_{dik}$ : Kırıklara dik dalga hızı (elipsin küçük yarı eksen)

Kırık ve çatlak yöneliminin bulunması amacıyla; birçok çalışmada yansıma sismiği ve kırılma sismiği kullanılmıştır. Bu çalışmada ise kırık ve çatlak yöneliminin belirlenmesi amacıyla alıcılara doğrudan ulaşan dalgalar kullanılmıştır. Yöntemin uygulanması zor ve karmaşıktır ancak bize sağladığı bilgi düşünüldüğünde karmaşanın hiçbir önemi kalmamaktadır. Yöntemin temeli; HTI ortamda 4 yönde dizilen hatlarda aynı anda hem  $S_H$  hem de yarı-P dalga kaydı alarak, dalgaların alıcılara ulaşma zamanı ile 4 yönde de hız hesabı yaparak, ölçülen bu grup hızı değerlerinin (ışın hızı) eliptik hız azimutsal yönbağımlılık varsayımı altında elips veya daireye yaklaştırarak dalga yüzeyinin tahmini esasına dayanır. Bilindiği gibi bu eliptik yüzeyin uzun eksenini hızın yüksek olduğu ve kırıklara paralel olan eksen, kısa eksen de kırıklara dik olan eksenini gösterir.

Bir elipsin dışmerkezliği

$$e = \sqrt{1 - \frac{b^2}{a^2}} \quad \text{(5.2)}$$


The diagram shows an ellipse with a horizontal semi-major axis labeled 'a' and a vertical semi-minor axis labeled 'b'. A right-angled triangle is formed by the center of the ellipse, the end of the semi-major axis, and the end of the semi-minor axis, illustrating the relationship between the axes and the eccentricity.

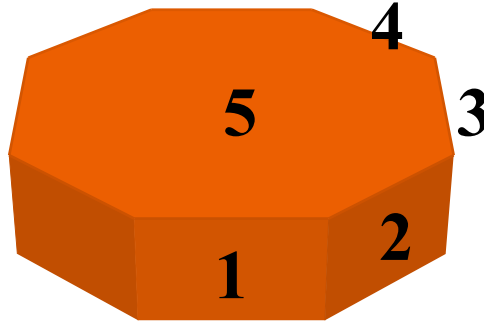
bağıntısıyla hesaplanır. Dairede bu değer 0, parabolde 1 değerine eşittir. Elips için de bu değer 0–1 aralığında bir değer alacaktır. Tilki yönteminde, ölçülen verilere çakıştırılan elipslerin dışmerkezlik değerlerinin, yönbağımlılık derecesini verdiği varsayımı yapılmıştır.

Kabulümüze göre; her istasyon noktası kendi içinde incelenecek ve her istasyon için bu bilgilerin birleştirilmesi ile ortamın heterojenitesi hakkında genel bir yorum yapılabilecektir. Eğer ortam yönbağımsız ise ölçülen veriler daireye, ortam yönbağımlı ise elipse yaklaşacaktır. Yönbağımlılık derecesi arttıkça çakıştırma sonucu elde edilen eliptiklik (dışmerkezlik değeri) artacaktır.

Ters çözüm yöntemi ile ölçülen veriler elips veya daireye çakıştırılır. Bu elips ve dairelerin bir arada gösterimi bize genel kırık yönelimi hakkında bilgi verecektir. Bu gösterim şekline “**eliptogram**” adını veriyoruz.

### 5.1. Veri Toplama

Bu ölçüm sisteminde hem yarı-P dalga kaydı hem de  $S_H$  dalga kaydı yapılmaktadır. Kaynak olarak yaklaşık 250 kg ağırlığında şekil 12’de gözüktüğü gibi sekizgen beton kütleler kullanılmıştır. Bu kütleler arazi üzerindeki istasyon noktası olarak isimlendirdiğimiz noktalara konularak ölçüm alınmıştır. 1, 2, 3 ve 4 numaralı noktalara balyoz ile vurularak bu yönlerde  $S_H$  dalgası, 5 numaralı noktaya vurularak P dalgası üretilmiştir.



Şekil 12. Tilki yöntemi kaynak sistemi

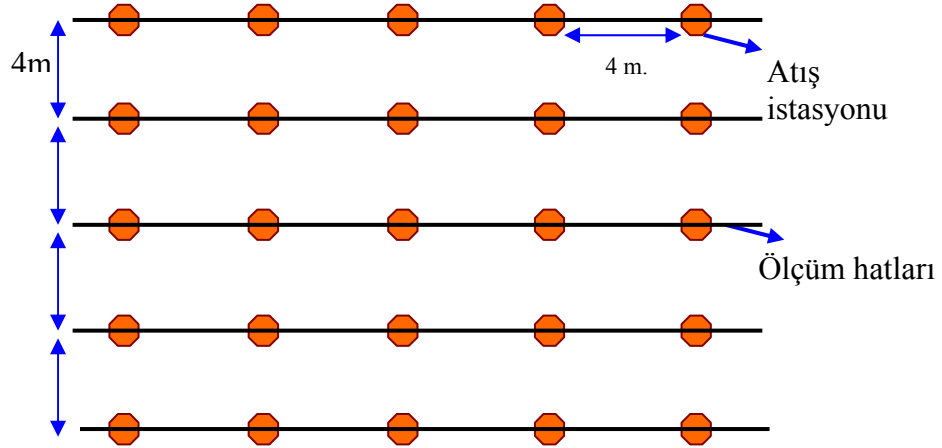
Her bir istasyonda atış- alıcı düzeni şekil 13’de gösterilmiştir. Sistem bir istasyonda, şekildeki gibi birbirini kesen dört hat düzeni şeklinde planlanmıştır. 2 yönündeki hat pozitif x ekseninden  $45^\circ$ , 3 yönündeki hat  $90^\circ$ , 4 yönündeki hat  $135^\circ$  ve 1 yönündeki hat da  $180^\circ$  olarak planlanmıştır. Amaç ölçülen hız değerlerinden eliptik dalga yüzeylerini belirlenmesi ve ölçülen verilere elips çakıştırılması ile kırık yönelimini tahmin etmek olduğundan dolayı hat sayısı 4’tür. 2 veya 3 yönlü bir ölçüm alım sisteminde ölçülen veriye elips çakıştırması esnasında veriyi oluşturan birden fazla elips elde edilebilir. Bu da, kırık yönelimi tahmininde hatalara neden olur. Bundan dolayı ölçülen verinin elipse çakıştırılabilmesi için en az 4 yönlü bir ölçüm alım sistemi gereklidir. Bu, oluşabilecek hataları en aza indirger.

Alıcı kablosu üzerinde her bir alıcı noktası, şekilde görüldüğü gibi numaralandırılmıştır. Buna göre çift rakamlar S alıcılarını, tek rakamlar da P alıcılarını temsil etmektedir. 1 noktasına vurulduğunda  $S_H$  dalga kaydını 1 yönündeki S alıcıları, 2 noktasına vurulduğunda 2 yönündeki S alıcıları, 3 numaralı noktaya vurulduğunda 3 yönündeki S alıcıları, 4 numaralı noktaya vurulduğunda 4 yönündeki



Alıcı noktası aralıkları yüzey birimin tahmini kalınlığına göre seçilmelidir. Bu değer görece olarak çok büyük seçilirse son alıcı noktalarına kırılan baş dalgalarının gelme ihtimali artar.

İstasyonlar arasındaki mesafe yatay yöndeki alıcı aralıkları mesafesi ile aynı seçilmelidir. Burada amaç ortamın yoğun ve detaylı bir biçimde taranmasıdır. Bu amaçla ölçüm hatları arasındaki mesafe de istasyonlar arasındaki mesafeye eşit olmalıdır. Şekil 15’de bu çalışma kapsamında planlanan arazi dizilimi görülmektedir. Bu dizilime göre  $16 \times 16 \text{ m}^2$  bir alan detaylı bir şekilde taranmaktadır.

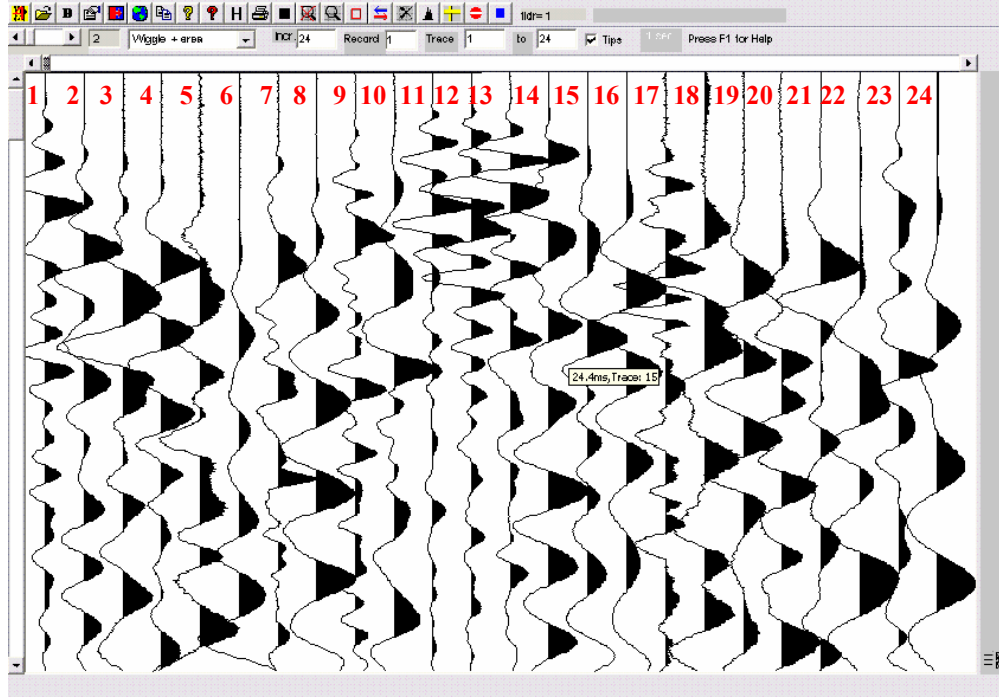


Şekil 15. Tilki yöntemi arazi dizilimi

## 5.2. Veri İşlem

Tilki yönteminde veriler bölüm 5.1 de anlatıldığı gibi toplanır. Bir istasyonda tek bir atışa ilişkin ham veri şekil 16’da görülmektedir. Bu kayıt 1 numaralı istasyondan, 1 numaralı noktadan saat yönünün tersine doğru yataydan 180 derecelik azimut açısında  $S_H$  dalga yayılımını incelemek amacıyla alınmış  $S_H$  dalga kayıdır. Bu şekilde, kırmızı ile renklendirilmiş her bir numara iz numarasını göstermektedir. Bu atış 1 numaralı noktadan yapıldığından dolayı burada ele alınması gereken izler 14–16-18 numaralı izlerdir. Bu kayıt 2 numaralı noktadan yapılmış atış sonucu elde edilen bir kayıt olsaydı, bu durumda ele alınması gereken izler 2–4–6 numaralı izler olacaktır. Eğer 5 numaralı noktadan yapılan bir atış olsaydı bu durumda bu bir P

dalga kaydı olacak ve kayıttaki tek sayılı izlerin tümü ele alınabilecektir. Dolayısıyla her bir istasyonda her bir atış noktası için verilerin düzenlenmesi gerekir. Toplanan verilerin anlamlı hale gelebilmesi için bir dizi işlemden geçirilir. Bu işlemler şöyle açıklanabilir.

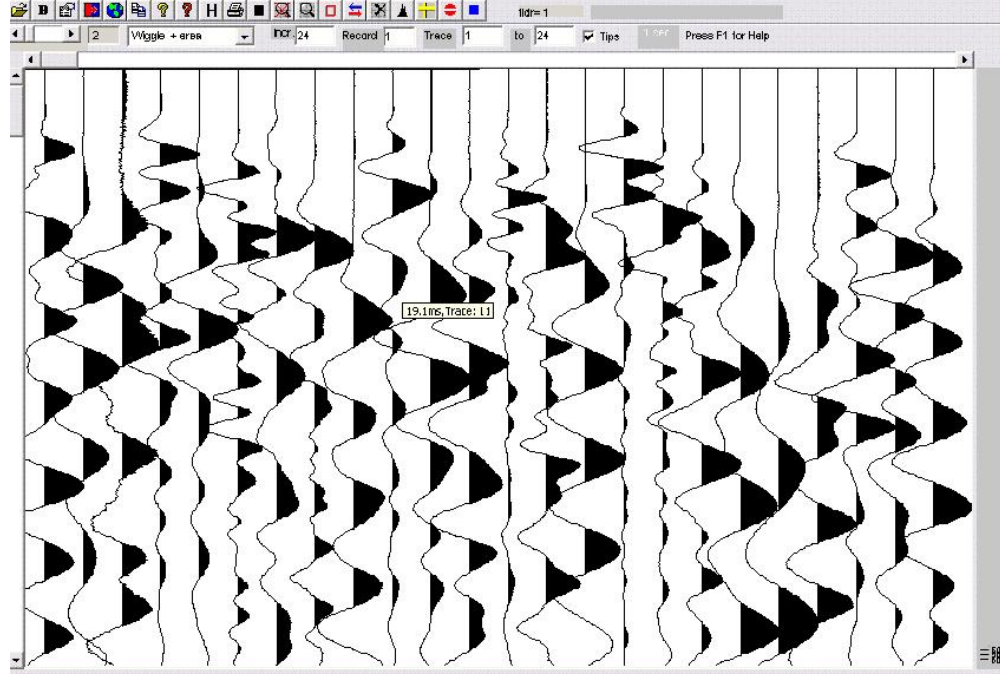


Şekil 16. Tilki yöntemi, 1 numaralı noktadan yapılan atıştan elde edilen ham veri kaydı

Öncelikle veriler düzenlenmelidir. Bunun için her istasyonda her atış için verileri hatlara göre üçerli gruplara ayırmak gerekir. Örneğin; bir istasyonda yataydan saat yönü tersinde 45 derecelik azimut açısına sahip hat üzerinde, yarı-P dalga kaydı için 1-3-5,  $S_H$  dalga kaydı için 2-4-6 numaralı izler yan yana getirilmelidir. Bu işlem tüm istasyonlarda tüm hatlar için yapılmalıdır. Verilerin bu şekilde düzenlenebilmesi için FORTRAN derleyici ile çeşitli programlar yazılmıştır

Şekil 17'de 1 numaralı istasyona ilişkin geçerli olan tüm atışlardan elde edilen verilerin düzenlenmesi sonucu elde edilen izler görülmektedir. Örneğin; şekil 17'de görülen 1-2-3 numaralı izler, 1 numaralı noktadan yapılan atış sonucu elde edilen kayıttaki sırasıyla 14-16-18 numaralı izlere (yataydan 180 derecelik azimut açısına sahip hat), 4-5-6 numaralı izler aynı hat üzerindeki yarı-P kaydındaki 13-15-17

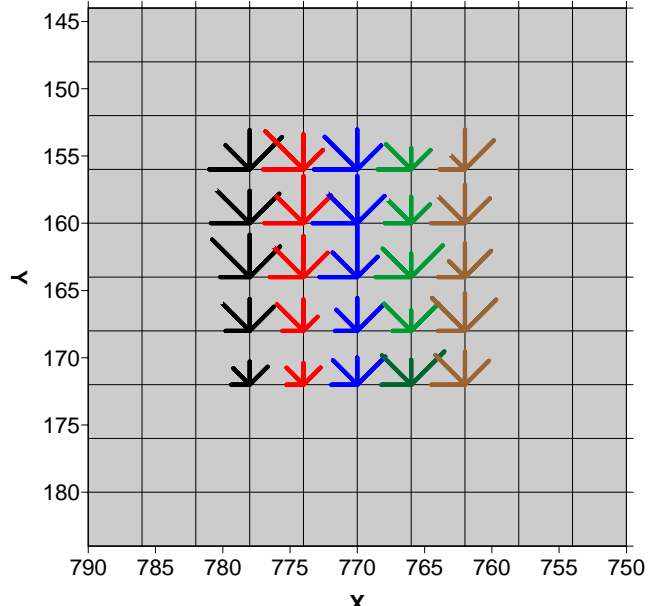
numaralı izlere, 7–8–9 numaralı izler 2 numaralı noktadan yapılan atış sonucu elde edilen kayıttaki sırasıyla 24–22–20 numaralı izlere (yataydan 135 derecelik azimut açısına sahip hat), 10–11–12 numaralı izler aynı hat üzerindeki yarı-P kaydındaki 23–21–19 numaralı izlere denk gelmektedir. Bu işlem tüm istasyon ve tüm atışlar için gerçekleştirilir.



Şekil 17. Tek bir istasyondaki hatlara ilişkin düzenlenmiş veri

Sırasıyla tüm atışlarda istasyonlardaki tüm hatlardaki hem  $S_H$  hem de yarı-P dalga hızlarını bulmak için alıcılara ulaşan dalgaların ilk kırılma noktaları belirlenir. Böylece her istasyonda yataydan 45–90–135–180 derecelik azimut açısına sahip yönlerde yarı-P ve  $S_H$  görünür dalga hızları hesaplanır. Hızlar; ölçüm sahasındaki tüm istasyonlardaki hızların en büyüğü alıcı aralığı miktarına denk gelecek şekilde ölçeklenir. Şekil 18’de çalışma alanında toplanan verilerin ölçeklenmesi sonucu yarı P dalgası için hızlar vektörel olarak gösterilmektedir.

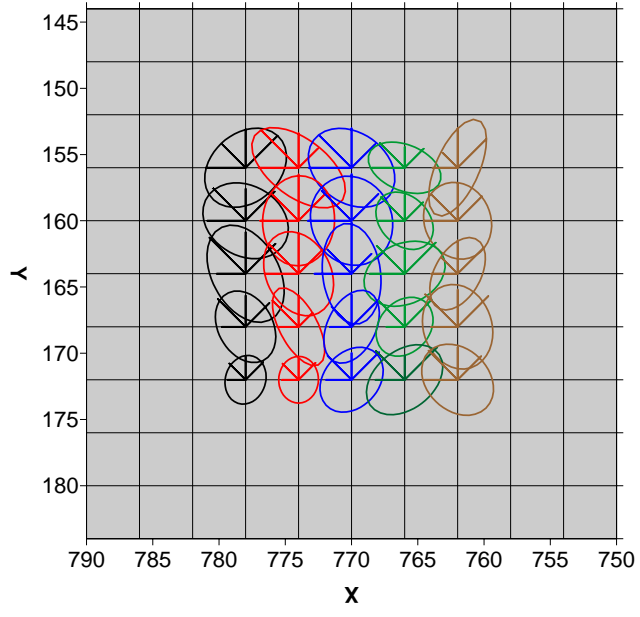




Şekil 18. Ölçeklenmiş hız verilerinin çalışma alanındaki vektörel gösterimi

Ölçülen verilerden elde edilen görünür dalga hızları kutupsal koordinatlarda dalga yüzeyi elipsini oluşturacak veriler olarak kabul edilebilir. Dolayısıyla bu verilerden elde edilebilecek en uygun elipsleri ve yönelimlerini bulmak gerekir. Bu amaçla ters çözüm yöntemi ile ölçülen verileri sağlayan en uygun elipsler ve elips parametreleri (kısa eksen, uzun eksen, yönelim) hesaplanabilir. Bundan dolayı bu çalışma için FORTRAN derleyici ile bir sönümlü en küçük kareler ters çözüm programı yazılmış ve ölçülen verilere çakışan en uygun elipsler ve dışmerkezlik değerleri hesaplanmıştır. Şekil-19'da ölçülen veriler ve verilere en iyi çakışan ters çözüm yöntemi ile hesaplanan elipslere bir örnek görülmektedir.

Hesaplanan dışmerkezlik (yönbağımlılık derecesi) değerleri konturlanarak, ortamın homojenitesi veya heterojenitesi hakkında yorum yapılabilir. En son olarak, elde edilen sonuçlar kutupsal koordinatlar veya kartezyen koordinatlarda uygun grafik programları kullanılarak çizdirilebilir.



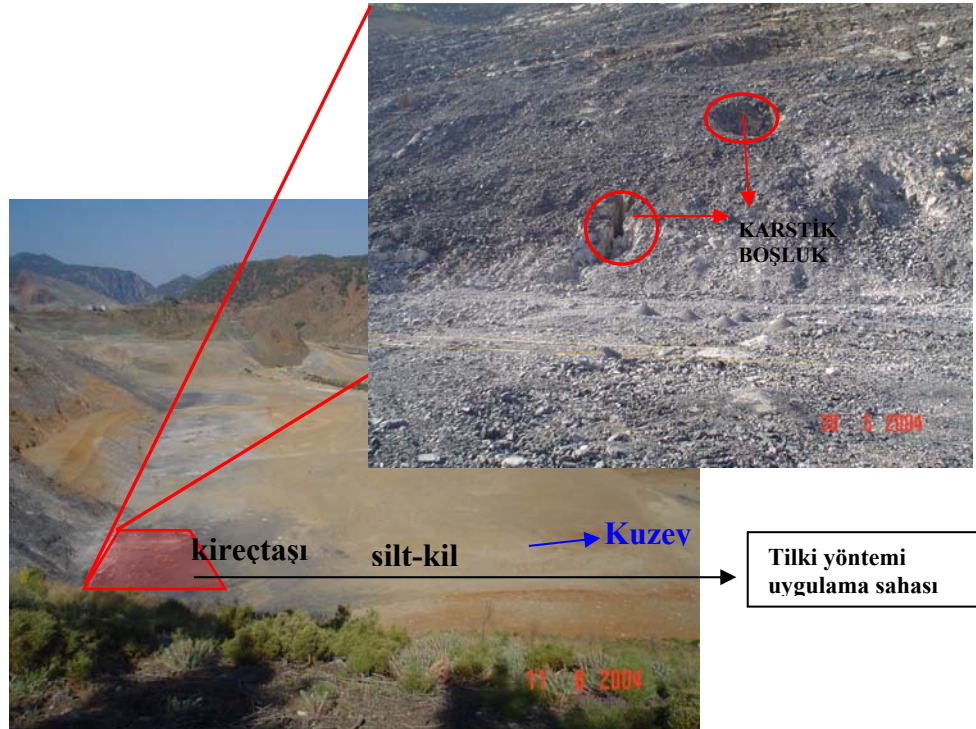
Şekil 19. Ölçülen ve hesaplanan (elips) veriler

## BÖLÜM 6

### TİLKİ YÖNTEMİ ile KİREÇTAŞINDAKİ KIRIK YÖNELİMİNİN BELİRLENMESİ

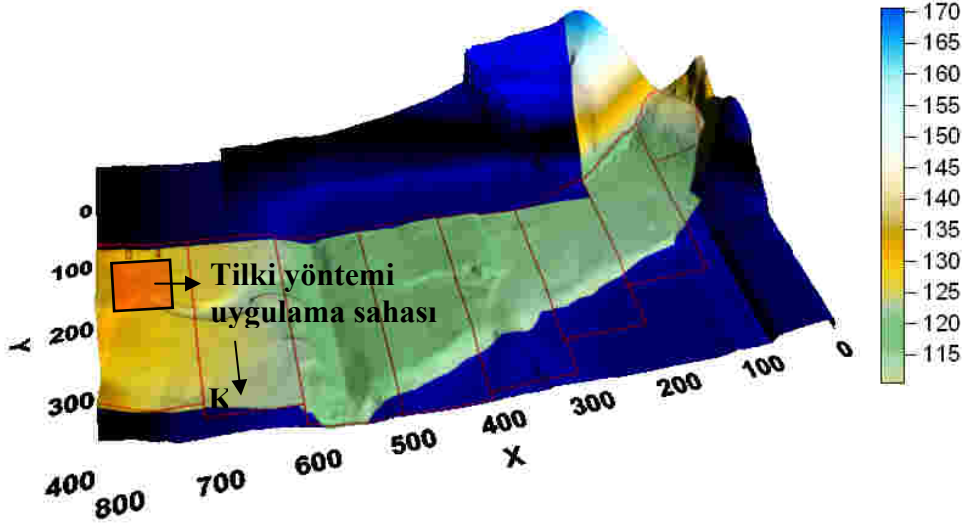
#### 6. Çalışma Sahasının Seçimi ve Kırık Yöneliminin Belirlenmesi

Bölüm 5’de Tilki yönteminin uygulanması ve amacı detaylı bir şekilde anlatılmıştır. Yöntemin denenmesi amacıyla kırık ve çatlak sistem veya sistemlerini içeren bir ortam gerekmektedir. Bu amaçla; bir baraj şantiyesindeki, kaplama alanı olarak kullanılacak olan bölgedeki mostra vermiş kireçtaşı birimi seçilmiştir. Bölgede çok sayıda tektonik çatlaklar ve karstik boşluklar bulunmaktadır. Çalışma sahasından bir görünüm şekil-20’de gösterilmiştir. Ortam için hesaplamalar yapılırken; ortamın düşey çatlaklardan oluşan HTI (azimutsal yönbağımlılık) bir ortam ve eliptik hız yönbağımlılığının olduğu kabulü yapılmıştır.



Şekil 20. Kaplama alanını oluşturan jeolojik birimler ve Tilki yöntemi uygulama sahası

Görüldüğü üzere ortam karmaşık bir yapıya ve yaklaşık güney-kuzey yönelimli karstik boşluklara sahiptir. Güneyden Kuzeye doğru ilerledikçe ortamda mostra vermiş kireçtaşı birimi yerini siltli kil birimine bırakmaktadır. Şekil-21’de ise kaplama alanının 3 boyutlu topografik haritası görülmektedir.



Şekil 21. Kaplama alanı ve Tilki yöntemi uygulama sahasının 3 boyutlu topografik görünümü

### 6.1. Saha Parametrelerinin Belirlenmesi

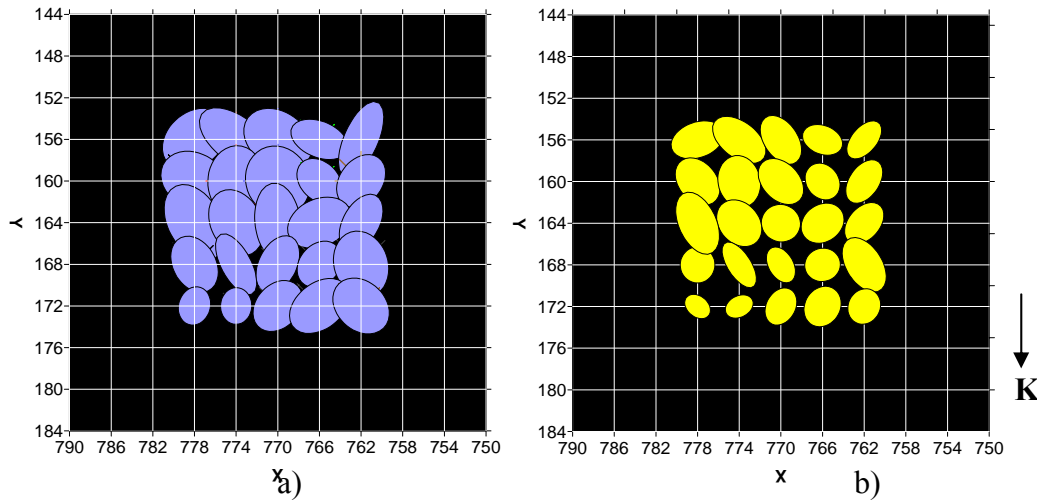
Yüzeydeki kireçtaşında bulunan kırık yöneliminin belirlenmesi için saha parametreleri planlanırken bölüm 5’de anlatılan özelliklere dikkat edilmiştir. Kayıtçımızda toplam 24 alıcı noktası olduğundan dolayı her hat üzerinde 3 S ve 3 P jeofonu olmak üzere toplam 6 alıcı noktası planlanmıştır.

Ortamdaki kireçtaşı biriminin kalınlığı tahmini 60m. kadardır. Dolayısıyla alıcı aralıkları planlanırken sadece toplam kablo uzunluğunu dikkate almak yeterli olacaktır. Bu amaçla alıcı aralıkları 4m. seçilmiştir (şekil 13). Dolayısıyla istasyon aralıkları ve ölçüm hatları aralıkları da 4m. seçilmiştir (şekil 15). Böylece 16x16 m<sup>2</sup>’lik bir alan detaylı bir şekilde taranmıştır (şekil 15 ve şekil 21).

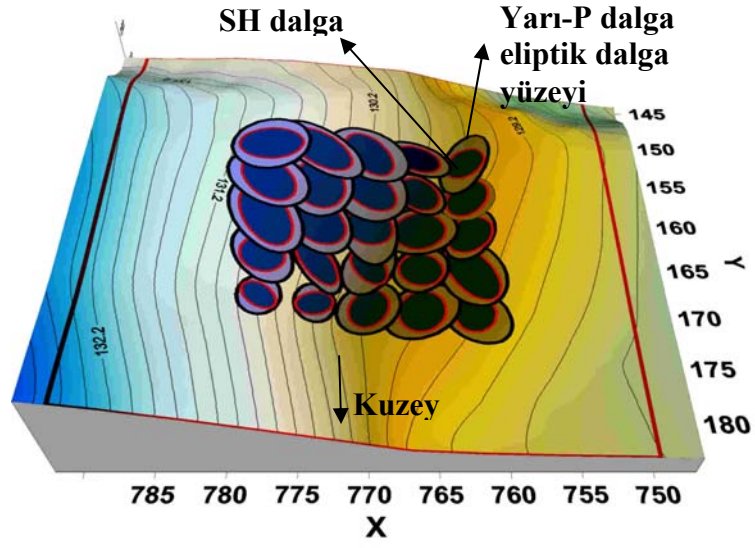
## 6.2. Veri İşlem

Ölçüm sahasında toplanan veriler için bölüm 5 de anlatıldığı gibi gerekli düzenlemeler yapılmıştır. Toplam kayıt sayısı 125 iken, düzenleme işlemi sonrası geçerli toplam kayıt sayısı 25'e ve toplam iz sayısı 3000 iken, düzenleme sonrası geçerli toplam iz sayısı 600'e düşmüştür.

Düzenlenen veriler 3'erli gruplar halinde, yataydan 45–90–135 ve 180 azimut açısına sahip yarı-P ve S dalga hızları, ilk kırılmaların en küçük kareler yöntemi ile doğruya çakıştırılması sonucu hesaplanır. Bu görünür hızlar, en uygun elipse ters çözüm yöntemi ile çakıştırılır. En uygun elipsi veren en fazla ve en az hız, elipsin uzun ve kısa eksenini oluşturur. Eğer ortam yönbağımsız ise çakışma elipse değil daireye olacaktır. Şekil–19 da yarı-P dalga hızı için ölçülen ve bu ölçülen verilere en uygun elipsi oluşturan hesaplanan veriler gösterilmektedir. Ölçüm sahasında her istasyonda toplanan verilerin elipslere çakıştırılması sonucu yarı-P dalga eliptogramı şekil 22a ve  $S_H$  dalga eliptogramı şekil 22b de gösterilmektedir.

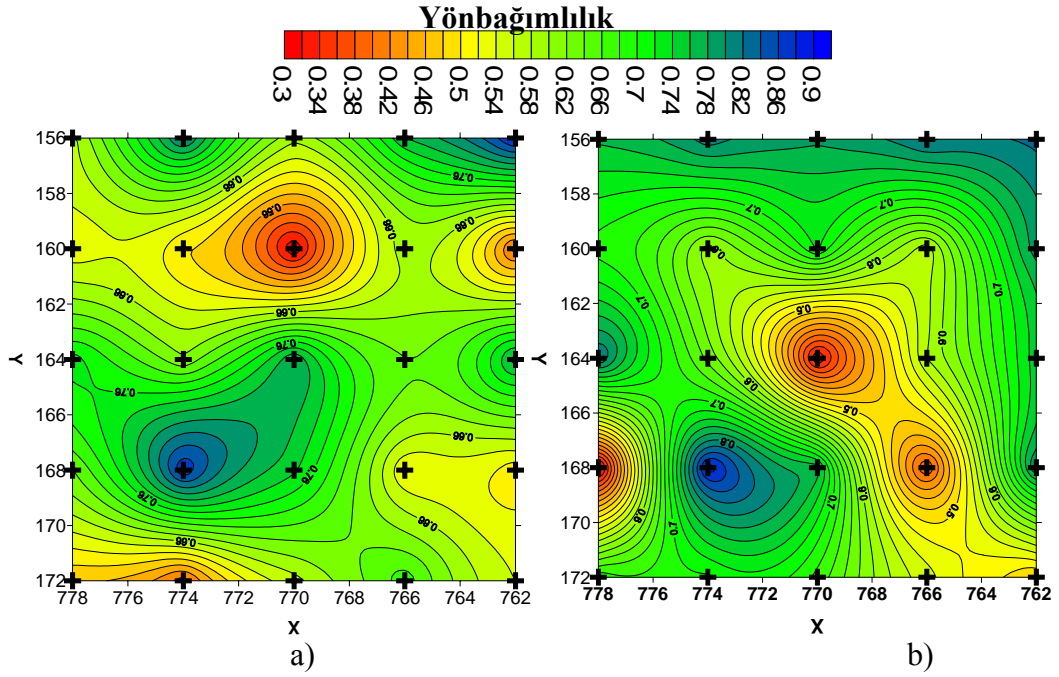


Yarı-P ve  $S_H$  dalga kayıtları için uygulama sahasında toplanan verilerden ters çözüm sonucu elde edilen hem yarı-P hem de  $S_H$  eliptik dalga alanları Şekil–23 de bir arada gösterilmektedir.



Şekil 23. Uygulama sahası üç boyutlu topografik harita üzerinde Yarı-P ve  $S_H$  dalga eliptogramlarının bir arada gösterimi

Bundan sonra her istasyon için hesaplanan en uygun elipslerin uzun ve kısa eksenini yardımıyla, her iki dalga tipi içinde dışmerkezlik (yönbağımlılık derecesi) değerleri hesaplanır. Hesaplanan bu değerlerin konturlanması ile Yarı-P dalga homojenlik haritası (Şekil 24a) ve  $S_H$  dalga homojenlik haritaları (Şekil 24b) elde edilmiştir.



Şekil 24. a) Yarı-P dalga homojenlik haritası b)  $S_H$  dalga homojenlik haritası

### 6.3. Değerlendirme

Tilki yöntemi için başta kuramsal olarak planlanan ölçüm alım sistemi arazide başarıyla uygulanmıştır. Şekil 22'ye bakıldığında Yarı-P dalga elips yönelimleri ile  $S_H$  dalga elips yönelimlerinin birbirine uyması dikkat çekicidir. Bu durum bize ölçümlerin doğru yapıldığı, veri düzenleme ve ters çözüm ile elips parametrelerin hesaplanması esnasında hata yapılmadığını göstermektedir.

Şekil 23'e de bakıldığında ortamdaki kırıkların genel olarak GB-KD doğrultulu olduğu görülmektedir. Bu sonuç ölçüm sahasındaki gözlemsel verileri doğrulamaktadır. Söz konusu kireçtaşı biriminde, daha öncede bahsedildiği gibi karstik boşluklar, boş kırıklar ve kalsit dolgulu kırıklar mevcuttur. Boş kırıklar eliptikliği (yönbağımlılık derecesi) arttıracak, dolgulu kırıklar ise azaltacaktır.

Çalışma alanının kuzeyine doğru hızlar ve yönbağımlılık dereceleri düşmektedir. Çalışma alanında kuzey yönüne doğru siltli-killi birime geçildiğine

göre, bu sonuç normaldir. Çünkü siltli-killi birimin hem sismik hızları kireçtaşından daha küçük, hem de kırık çatlak içeriği kireçtaşından daha azdır.

Şekil 23’de görüldüğü üzere  $S_H$  dalga eliptogramında elipslerin dışmerkezlikleri (yönbağımlılık dereceleri) yarı-P dalga elipslerine oranla daha büyüktür. Buda bize,  $S_H$  dalga ölçümlerinin kırık ve çatlaklardan veya yönbağımlılıktan daha çok etkilendiğini gösterir. Bu durum şekil 24’de de  $S_H$  dalga homojenite haritasının daha karmaşık bir hal almasıyla kendini göstermektedir.

Şekil 24’deki homojenite haritaları bize ortamın homojen mi yoksa heterojen bir yapıya mı sahip olduğu konusunda bilgi verir. Bu haritalarda, konturlama için kullanılan yönbağımlılık derecesi (elips dışmerkezliği) değerleri 0-0,3 arasında değişiyorsa çizdirmede kullanılan renk ölçeği 0–1 arasında ise ölçüm alanı genel olarak heterojen yönbağımsız, haritada yönbağımlılık derecesi tüm istasyon noktalarında 0-0,3 arasındaki yalnızca bir değere eşit ise ölçüm alanı homojen yönbağımsız, değerler 0,3-1 arasında değişmekte ise ölçüm alanı genel olarak heterojen yönbağımlı, değerler tüm istasyon noktalarında 0,3-1 arasındaki yalnızca bir değere eşit ise ölçüm alanı homojen yönbağımlıdır. Buna göre bizim ölçüm sahamız heterojen ve yönbağımlı bir ortamdır.



## BÖLÜM 7

### SONUÇLAR

- Düşey kırık ve çatlaklardan oluşan bir ortamın HTI bir ortam ve azimutsal yönbağımlılığa sahip olduğu bilinmektedir. Grup hızı, arazi ölçümlerinden doğrudan gelen dalgaların ilk varış zamanları ve mesafe yardımıyla hesaplanabilir. Dolayısıyla grup hızı yüzeyi, ölçümlerle belirlenebilir. Ortamdaki grup hızı yüzeyini (dalga yüzeyi) belirlemek amacıyla, Tilki Yöntemi ile ölçülen verilerden elde edilen hız yüzeyleri elipse çakıştırılabilir.
- Elipslerin uzun eksenleri kırık çatlak yönelimine paraleldir. Ayrıca, çakışmanın sonucunda elde edilen elipsin, dışmerkezliğine bağlı olarak ortamın yönbağımlılık ve homojenite derecesi hakkında da yorum yapılabilir.
- Elde edilen elipslerin istasyon merkezli olarak harita üzerine yerleştirilmesi ile elde edilen ve ortamın genel kırık çatlak yönelimini gösteren haritaya Eliptogram adı verilmiştir.
- Hesaplanan dışmerkezlik değerlerinin konturlanması ile elde edilen, ortamın genel yönbağımlılık derecesini ve homojenitesini gösteren haritalara da Homojenlik Haritası ismi verilmiştir.
- HTI ortamda Tilki yöntemi ile alınan P ve  $S_H$  dalga kayıtları, ortamdaki kırık ve çatlakların genel yönelimi hakkında hemen hemen aynı bilgiyi vermesine rağmen,  $S_H$  dalga yayılımının HTI ortamın yönbağımlılığından, dolayısıyla kırık ve çatlakların dolgulu veya boş olmasından, P dalga yayılımına göre daha çok etkilendiği anlaşılmıştır.
- Düşey kırık çatlak sistemlerine sahip birimlerin (kireçtaşı ve mermer gibi) HTI ortam ve azimutsal yönbağımlılığa sahip oldukları varsayımları altında, Tilki yönteminin uygulanması ile bu ortamlardaki söz konusu kırık ve çatlakların yönelimleri belirlenebilir. Özellikle bu yöntemin mermer sahalarında uygulanabilir olması endüstri ve madencilığe büyük katkı sağlayacaktır.

- Genel olarak sadece kırık ve çatlak yöneliminin belirlenmesi isteniyor, yersel olarak detaylı bilgi istenmiyor ise, bu durumda jeofonların dairesel bir hat oluşturacak şekilde serilmesi ve dairenin merkezinden yapılan P ve  $S_H$  dalga atış ve kayıtlarından elde edilen hızların ters çözüm ile elipse çakıştırılması ile yeterli bilgi elde edilebilir.
- Tilki yönteminin uygulanması, veri işlemi ve değerlendirmesi hem karmaşık hem de zor olmasına rağmen kuramsal altyapı ve uygulama sonuçlarının birbiri ile uyumlu olması, bu yöntemin uygulanabilir bir yöntem olduğunu göstermektedir.

## KAYNAKLAR

- Backus, G.E., 1962. Long-wave Elastic Anisotropy Produced by Horizontal Layering. *J. Geophys. Res.*, 67: p.4427 - 4440.
- Bale, R. A., 2006. Elastic Wave-equation Depth Migration of Seismic Data for Isotropic and Azimuthally Anisotropic Media. PhD Dissertation (Doktora Tezi). Department of Geology and Geophysics, University OF Calgary
- Berryman, J. G., 1979. Long-wave Elastic Anisotropy in Transversely Isotropic Media. *Geophysics*, 44: p.896-917.
- Byun, B.S., 1982. Seismic Parameters for Media with Elliptical Velocity Dependencies. *Geophysics*, 47: p.1621-1626.
- Byun, B.S., 1984. Seismic Parameters for Transversely Isotropic Media. *Geophysics*, 49(11): p.1908-1914
- Byun, B.S., Corrigan, D., ve Gaiser, J.E., 1989. Anisotropic Velocity Analysis for Lithology Discrimination. *Geophysics*, 54(2): p.1564-1574
- Chapman, C. H., 2004. Fundamentals of Seismic Wave Propagation. Cambridge University Press.
- Crampin, S., McGonigle , R., and Bamford D., 1980. Estimating Crack Parameters from Observations of P Wave Velocity Anisotropy. *Geophysics*, 45: p.345-360
- Crampin, S., Chesnokov, E.M. and Hipkin, R.G., 1984. Seismic Anisotropy – The State of The Art: II. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 76: p.1-16.

- Crampin, S., 1989. Suggestions for a Consistent Terminology for Seismic Anisotropy. *Geophysical Prospecting*, 37: p.753-770
- Crampin, S. ve Leary, P. C., 1993. Limits to Crack Density: The State of Fractures in Crustal Rocks. 63<sup>rd</sup> Ann. Internat. Mtg., Soc. of Expl. Geophys., 758 – 761.
- Dikmen, Ü., 2004. Zeminlerde Sismik Dalga Sönümünün Kesirsel Türev Yaklaşımı ile Modellenmesi. Doktora Tezi. Ankara Üniversitesi, Türkiye
- Helbig, K., 1958. Elastischen Wellen in Anisotropen Medien. *Gerlands Beitr. Geophys.*, 67: p.256-288
- Helbig, K., 1979. Discussion on “The reflection, Refraction, and Diffraction of Waves in Media with an Elliptical Velocity Dependence”. *Geophysics*, 44: p.987-990
- Helbig, K., 1984. Transverse Isotropy in Exploration Seismic. *Geophys. J. R. astr. Soc*, 76: p.79-88
- Hudson, J. A., 1981. Wave Speeds and Attenuation of Elastic Waves in Material Containing Cracks. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc*, 64: p133–150.
- Jolly, R. N., 1956. Investigation of Shear Waves. *Geophysics*, 21: p.905-938
- Kayıran, T., 2000. Genel Jeofizik Ders Notları, Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü. Türkiye.
- Krey Th., ve Helbig, K., 1956. A Theorem Concerning Anisotropy of Stratified Media and Its Significance for Reflection Seismics. *Geophys. Prosp.*, 4: p.294-302
- Levin, F.K., 1978. The Reflection, Refraction, and Diffraction of Waves in Media with an Elliptical Velocity Dependence. *Geophysics*, 43: p.528-537

- Levin, F.K., 1979. Seismic Velocities in Transversely Isotropic Media. *Geophysics*, 44: p.918-936
- Levin, F.K., 1980. Seismic Velocities in Transversely Isotropic Media II. *Geophysics*, 45: p.3-17
- Love, A.E.H., 1906. Treatise on Elasticity ( 2<sup>nd</sup> ed.). Cambridge, 157p.
- Love, A.E.H., 1944. A Treatise on the Mathematical Theory of Elasticity (4<sup>th</sup> ed.).
- Morgan, T.R., 1983. Foundations of Wave Theory for Seismic Exploration. International Human Resources Development Corporation, 140p.
- Müller, G., (2007). Theory of Elastic Waves, e-book from <http://samizdat.mines.edu/muller/>
- Postma, P. W., 1955. Wave Propagation in Stratified Medium, *Geophysics*, XX: p.780-806
- Pujol, J., 2003. Elastic Wave Propagation and Generation in Seismology, Cambridge University Press
- Rudzki M.P., 2003. Parametric Representation of The Elastic Wave in Anisotropic Media, *Journal of Applied Geophysics*, Translation by K. Helbig, Commentary by K. Helbig and M.A. Slawinski, 54: p.165-183
- Sayers, C. M., ve Ebrom, D. A., 1997, Seismic Traveltime Analysis for Azimuthally Anisotropic Media: Theory and Experiment, *Geophysics*, 62(5): p.1570-1582
- Schoenberg, M., 1980. Elastic Wave Behavior Across Linear Slip Interfaces, *J. Acoust. Soc. Am.*, 68: p.1516–1521.

- Schoenberg, M., ve Douma J., 1988. Elastic Wave Propagation in Media with Parallel Fractures and Aligned Cracks. *Geophysical Prospecting* 36: p.571-590.
- Schoenberg, M., ve Sayers, C., 1995, Seismic Anisotropy of Fractured Rock, *Geophysics*, 60: p.204–211.
- Therzaghi, K., 1962. Theoretical Soil Mechanics. John Wiley and sons Inc.
- Thomsen, L., 1986. Weak Elastic Anisotropy. *Geophysics*, 51: p.1954–1966.
- Thomsen, L., 1995. Elastic Anisotropy due to Aligned Cracks in Porous Rock, *Geophys. Prosp.*, 43: p.805–830
- Winterstein, D.F., 1990. Velocity Anisotropy Terminology for Geophysicists. *Geophysics*, 55(8): p. 1070-1088
- Zheng, Y., 2006. Seismic Azimuthal Anisotropy and Fracture Analysis from PP Reflection Data. Ms Dissertation (Yüksek Lisans Tezi). University of Calgary

## Şekiller Dizini

Şekil 1. Gerilme bileşenleri.....	4
Şekil 2. Üç boyutta deformasyon .....	6
Şekil 3. Gerilme ile elastik deformasyon ve plastik deformasyonun ilişkisi.....	10
Şekil 4. z yönünde bakışım eksensli hegzagonal bakışım sistemi .....	14
Şekil 5. Bakışım ekseni $X_3$ olan VTI ortam (Zheng, 2006) .....	18
Şekil 6. Faz açısı ve grup açısının grafiksel gösterimi (Thomsen, 1986).....	18
Şekil 7. Bakışım ekseni $X_1$ (yatay) olan HTI ortam (Zheng, 2006) .....	19
Şekil 8. Homojen, heterojen, yönbağımsız ve yönbağımlı ortamlarda fiziksel özelliklerin vektörel gösterimi a) Homojen yönbağımsız ortam b) homojen yönbağımlı ortam c) heterojen yönbağımlı ortam d) heterojen yönbağımsız ortam.....	20
Şekil 9. Düzlem dalga yayılımı ve ışın, dalga cephesi kavramları.....	24
Şekil 10. Dalga yüzeyi, faz hızı yüzeyi ve dalga cephesi arasındaki ilişki (Byun,1982) .....	26
Şekil 11. Düşey kırık ve çatlakların oluşturduğu HTI ortam .....	32
Şekil 12. Tilki yöntemi kaynak sistemi .....	35
Şekil 13. Tilki yöntemi tek istasyon atış alıcı düzeni.....	36
Şekil 14. En az üç alıcı gerekliliğinin şekilsel gösterimi .....	36
Şekil 15. Tilki yöntemi arazi dizilimi .....	37
Şekil 16. Tilki yöntemi, 1 numaralı noktadan yapılan atıştan elde edilen ham veri kaydı.....	38
Şekil 17. Tek bir istasyondaki hatlara ilişkin düzenlenmiş veri.....	39
Şekil 18. Ölçeklenmiş hız verilerinin çalışma alanındaki vektörel gösterimi.....	40
Şekil 19. Ölçülen ve hesaplanan (elips) veriler .....	41
Şekil 20. Kaplama alanını oluşturan jeolojik birimler ve Tilki yöntemi uygulama sahası.....	42
Şekil 21. Kaplama alanı ve Tilki yöntemi uygulama sahasının 3 boyutlu topografik görünümü .....	43
Şekil 22. a)Yarı-P dalga eliptogramı b) $S_H$ dalga eliptogramı .....	44
Şekil 23. Uygulama sahası üç boyutlu topografik harita üzerinde Yarı-P ve $S_H$ dalga eliptogramlarının bir arada gösterimi.....	45
Şekil 24. a) Yarı-P dalga homojenlik haritası b) $S_H$ dalga homojenlik haritası.....	46

## YAŞAM ÖYKÜSÜ

**Doğum Tarihi** 07.10.1980  
**Doğum Yeri** İzmir  
**Uyruğu** Türkiye Cumhuriyeti  
**Mesleği** Jeofizik Mühendisi  
**Sürücü Belgesi** B Sınıfı  
**E-mail** [korhankose@gmail.com](mailto:korhankose@gmail.com)

### EĞİTİM:

Kurum	Tarih	Genel Not Ortalaması
Çanakkale 18 Mart Üniversitesi Uygulamalı Jeofizik Anabilim Dalı Yüksek Lisans	2005-	
Ankara Üniversitesi Uygulamalı Jeofizik Anabilim Dalı, Yüksek Lisans	2003-2005	Tamamlanmadı
Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, lisans	1999 – 2003	85.85 /100
Ankara Üniversitesi İngilizce Hazırlık Sınıfı	1998 – 1999	74/100
Keçiören Fatih Sultan Mehmet Lisesi	1994 – 1997	2.57/5

### ALDIĞI DERECE ve ÖDÜLLER

- Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünden 2003 yılında Bölüm 2. liği ile mezuniyet
- Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Ozan Sungurlu Vakfı başarı ve eğitim bursu

### KATILDIĞI ARAŞTIRMALAR ve PROJELER

2007 Konya-Karapınar, Vibrosismik yöntem ile Kömür Aranması (MTA)

2005 Çanakkale Güzelyalı bölgesinde Jeofizik Yöntemler ile Heyelan Araştırması, Çanakkale (Çanakkale 18 Mart Üniversitesi)

2005 Muğla Yatağan Bölgesinde Derin Amaçlı Kırılma Etüdü (yaklaşık 400 m.) (TKİ-Ankara Üniversitesi)

2004 Dalaman Akköprü Baraj İnşaatında Bulunan Kaplama Alanındaki Karstik Boşlukların Jeofizik Yöntemlerle Araştırılması (Ankara Üniversitesi)

2003 Ankara Üniversitesi bünyesinde bulunan ve üzerine inşaat yapılması planlanan arazinin zemin etüdü çalışması



## **ULUSLARARASI BİLİMSEL TOPLANTILARDA SUNULAN ve BASILAN BİLDİRİLER**

### *Sözlü Sunumlar*

**Köse, K.** 2003. Sığ Sismik Çalışmalarda Bir Boyutlu Ters Çözüm Yönteminin Uygulanması, 14. Uluslararası Petrol ve Doğalgaz Kongresi Bildiriler Kitabı.525, Ankara

**Köse, K.,** Ekinci, Y.L., 2006. Manyetik Alan Verilerinden Rasgele Görüntülerin İstatistiksel Süzgeçlerle Giderilmesi, 17. Uluslararası Jeofizik Kongresi, Ankara

### *Poster Sunumlar*

**Köse, K.,** Ecevitoglu, B. 2006 Sığ Sismik Yansıma Yöntemi ile Yanal Süreksizliklerin Araştırılması, 17. Uluslararası Jeofizik Kongresi, Ankara

## **ULUSAL BİLİMSEL TOPLANTILARDA SUNULAN ve BASILAN BİLDİRİLER**

### *Sözlü Sunumlar*

**Köse, K.,** Bekler, T. 2006. Radyoaktif Atık Verilerinin Yerlerinin Yer Radarı Yöntemi ile Belirlenmesi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Radyasyon ve Çevre Sempozyumu, Çanakkale

Kürçer, A., Tutkun, S.Z, Pavlides, S., Chatzipetros, A., Ateş, Ö., Özden, S., Ulugergerli, E., Gündoğdu, Y., Bekler, T., Syrides, G., Vouvalidis, K., Valkaniotis, S., Zervopoulou, A., Şengül, E., Ekinci, Y.L., **Köse, K.,** Demirci, A. ve Elbek, Ş., 2006. Troia Fayı'nın Morfotektonik Özellikleri ve Paleosismolojik ilk çalışmalar, KB Türkiye. Aktif Tektonik Araştırma Grubu 10. Toplantısı (ATAG-10) Bildiri Özleri Kitabı, s:60 , 2-4 Kasım 2006, Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir.

### *Poster Sunumlar*

**Köse, K.** 2003. Sismik Yansıma Yöntemine Bir Boyutlu Ters Çözüm Yönteminin Uygulanması . Süleyman Demirel Üniversitesi 10. Yıl Etkinlikleri Jeofizik Sempozyumu Bildiri Özetleri. 47, Isparta

## **VERDİĞİ EĞİTİM SEMİNERLERİ**

**Köse, K.** 2003(10 Mayıs). Sismik Yansıma Yönteminde Bir Boyutlu Ters Çözüm Yönteminin Uygulanması ile Tabaka Parametrelerinin Araştırılması, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası. Ankara

**Köse, K.** 2006. Sismik Kırılma Yöntemi ve Sığ Araştırmalar için SEISIMAGER Programının Kullanımı, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Seminerleri. Ankara

## KATILDIĞI KURSLAR

Kursun Adı	Kursu Veren Kurum	Tarih
Sığ Sismikte, Veri Toplama ve Yorum	Jeofizik Mühendisleri Odası	10.01.2004
Zeminlerin Korozyon Etkisinin Rezistivite Yöntemleriyle Araştırılması ve Dolgu Malzemesi Numunesinin Rezistivite Ölçümü	Jeofizik Mühendisleri Odası	22.03.2003
Mühendislik Jeofiziği ve Uygulamaları	Jeofizik Mühendisleri Odası	29.10.2004 30.10.2004

## BİLGİSAYAR ve YAZILIM BİLGİSİ

Bilgisayar konusundaki bilgileri:

- Bildiği bilgisayar programlama dili: Fortran
- İleri derecede Windows işletim sistemi
- İleri derecede Word, Excel, Powerpoint, Office uygulamaları
- Bildiği bazı paket programlar: Stanford Graphics, Surfer, Freehand, Visual\_Sunt, Seisimager, Disco Focus

## STAJ

TPAO Arazi çalışması (veri toplama), Tekirdağ (2002)

TPAO Genel Merkez (veri işlem ve yorumlama), Ankara (2002)

## İŞ TECRÜBESİ

Görev Ünvanı	Görev Yeri	Tarih
Jeofizik Mühendisi	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeofizik Et. Dr. Bşk. Sismik Brm.	04.2007-
Araştırma Görevlisi	Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi	02.2005- 04.2007
Araştırmacı Mühendis	NTF İnşaat Tic. Ltd. Şti	30.05.2004 - 17.06.2004

## KATILDIĞI SOSYAL FALİYETLER ve BULUNDUĞU GÖREVLER:

	Görevi	Tarih
Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Havacılık Kulübü	üye	2000
Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Havacılık Kulübü	yönetim kurulu üyesi	2000-2001

Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeofizik Kulübü	yönetim kurulu üyesi	2001-2002
Jeofizik Mühendisleri Odası Kongre Düzenleme ve Katılım Grubu	üye	2000-2006
Jeofizik Mühendisleri Odası Reklam ve Tanıtım Grubu	üye	2000-2006
16. Uluslararası Jeofizik Kurultayı ve Sergisi Düzenleme Kurulu	üye	2003-2004
16. Uluslararası Jeofizik Kurultayı ve Sergisi 2. Öğrenci Kurultayı	Düzenleme Kurulu Başkanı	2004
JFMO Sürekli Bilimsel Teknik Kurul Basın ve Halkla İlişkiler	üye	2000-2006
JFMO Sürekli Bilimsel Teknik Kurul Bilişim, GIS, Uzaktan Algılama	koordinatör	2000-2006
JFMO Sürekli Bilimsel Teknik Kurul - Deprem	üye	2000-2006
JFMO Sürekli Bilimsel Teknik Kurul - Eğitim	üye	2000-2006
JFMO Sürekli Bilimsel Teknik Kurul – Endüstriyel Hammaddeler	üye	2000-2006
JFMO Sürekli Bilimsel Teknik Kurul – İnsan Kaynakları, Kariyer	üye	2000-2006
JFMO Çanakkale İl Temsilcisi		2006-