

**ERZİNCAN MANYETOTELÜRİK VERİLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ
(PROFİL-A)**

YÜKSEK LİSANS TEZİ
Jeofizik Müh. Hıdır AYGÜL

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 24 Ocak 1994

Tezin Savunulduğu Tarih : 15 Şubat 1994

Tez Danışmanı : Doç. Dr. İlyas ÇAĞLAR

Diğer Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Muzaffer SANVER

: Prof. Dr. Ahmet ERCAN

ŞUBAT 1994

**T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ**

ÖNSÖZ

Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde yaptığım "Yüksek Lisans Öğrenimi" nin son aşaması olan bu tez çalışmasında, İ.T.Ü. Araştırma Fonu Projesi desteğinde, Erzincan'da alınan manyetotelürik verilerden K.Köşküler, Akyazı, Mahmutlu ve Konakbaşı istasyonlarına ait olanları, özellikle düz ve ters çözüm yaklaşımları kullanılarak değerlendirilmeye çalışılmıştır.

Tez konusunu öneren ve danışmanlığımı yapan, tez süresince yardımlarını esirgemeyen ve çalışmalarım sırasında fikirlerinden yararlandığım hocam Doç. Dr. İlyas Çağlar' a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Ayrıca, çalışmam süresince yardımlarını gördüğüm ve manevi destekleriyle her zaman yanımda olan arkadaşlarım Araş.Gör. Dilek Gürler, Araş. Gör. Müjdat Özkaya, Rüya Tunçer ve Kadir Ertürk'e, bölümümüzün tüm elemanlarına teşekkür ederim.

Tüm öğrenim yaşantım boyunca, her türlü fedakarlığa katlanan aileme, özellikle Annem'e ve kardeşim Mesut' a teşekkür etmeyi borç biliyorum.

ŞUBAT 1994

Hıdır AYGÜL

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

KULLANILAN SİMGELER	v
ÖZET	vii
SUMMARY	viii
BÖLÜM 1. GİRİŞ	1
BÖLÜM 2 MANYETOTELÜRİK YÖNTEMİN TEMEL İLKELERİ	4
2.1. Manyetotelürik Yöntemin Teorik Temelleri	4
2.2. Yarı Sonsuz, Tekdüze, Yönbağımsız Ortamda Elektromanyetik Dalga'nın Davranış	6
2.3. Yatay N-Tabakalı Ortamda Elektromanyetik Alanın Davranışı	14
2.4. Düz Problem Çözümü ve Hesaplanmış Taslak Eğriler	19
2.4.1. N-Tabakalı Yer Modelinin Bir Boyutlu Çözümü	20
2.4.2. İki Tabakalı Ortam İçin Görünür Özdirenç ve Faz Eğrilerinin Hesaplanması	22
2.4.3. Üç Tabakalı Ortamlar İçin Görünür Özdirenç ve Faz Eğrileri	24
2.5. Karmaşık Özdirençli Tabaka İçeren Yer Modelleri	30
2.6. Manyetotelürik Verilerin Ters Çözümü	36
2.6.1. Ters Çözümün Ana İlkeleri	36
2.6.2. Doğrusal Olamayan Problemlerin E.K.K Çözümü	37

2.6.2.1. Sönüm Katsayılarının Hesaplanması	43
2.6.2.2. Ölçekleme (Standartlaştırma) ve Ağırlık Matrisleri	44
2.6.2.3. Tekil Değer Ayrışımı	45
2.6.3. Doğrusal Olmayan Problemlerin Ters Çözümlerinde Kullanılan Algoritma	46
BÖLÜM 3. ERZİNCAN' DA ALINAN MANYETOTELÜRİK VERİLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ	49
3.1. Erzincan Çevresinin Jeolojisi	49
3.2. Manyetotelürik Ölçülerin Alınması	55
3.3 Verilerin İşlenmesi	67
3.3.1. Yönseme Giderilmesi	70
3.3.2. Fourier Dönüşümü	72
3.3.3. Güç Yoğunluğu Spektrumu ve Uyumluluk Analizi	74
3.3.4. Tensörel Empedansların Hesaplanması ve Görünür Özdirence geçiş	79
3.4. Görünür Özdirenç Eğrilerinin Değerlendirilmesi	80
3.4.1. Yönbağımlılık	101
3.4.2. Çarpıklık(Skewness)	102
SONUÇLAR VE ÖNERİLER	109
KAYNAKLAR	113
EK-1	E1
EK-2	E4
ÖZGEÇMİŞ	

SİMGELER

<u>simge</u>	<u>SI birimi</u>	<u>Nicelik</u>
A,B		EM dalga keyfi sabitleri
c		frekans sabiti
$d(\omega)$		karakteristik dispersiyon fonksiyonu
E	Volt/km	Elektrik alan
E_x, E_y, E_z	Volt/km	Dik koordinat sisteminde elektrik alan bileşenleri
$E_x(0)$		Yüzeydeki ($z=0$) elektrik alan
E_{0x}, E_{0y}, E_{0z}		Birincil alan bileşenleri
E_x^n		n. tabaka için elektrik alan
$e=2.711828$		üstel sabit
$f=1/T$	hz	frekans
H		Manyetik alan şiddeti
H_x, H_y, H_z		Manyetik alan bileşenleri
$H_x(0)$		Yüzeydeki ($z=0$) manyetik alan
H_{0x}, H_{0y}, H_{0z}		Birincil alaln bileşenleri
H_x^n		n.tabaka için manyetik alan
$i=\sqrt{-1}$		Birim sanal sayı
$k=(i\sigma\mu\omega)^{1/2}$		Karmaşık dalga sayısı
m		yüklenebilirlik
Z	Ohm	Empedans(direnti)
$ Z $		Empedansın genliği
δ	m	Nüfuz derinliği
ϵ	farad/m	mutlak dielektrik sabit
$\epsilon_0=8.854 \times 10^{-12}$		Boşluğun dielektrik sabiti
$\lambda=2\pi\delta$		Dalga boyu

μ	Henry/m	Mutlak manyetik geçirgenlik
$\mu_0=4\pi 10^{-7}$		Havanın manyetik geçirgenliği
$\pi=3.14159$		pi sayısı
ρ_a	Ohm-m	Görünür öz direnç
Φ_a	derece	faz
τ	saniye	zaman sabiti
$\nabla \times E$		E'nin rotasyoneli
$\nabla \times H$		H'nin rotasyoneli
$\nabla \cdot E$		E'nin diverjansı
$\nabla \cdot H$		H'nin diverjansı



ÖZET

13 mart 1992 Erzincan depreminden sonraki süre içinde, yurt içinden ve yurt dışından çok sayıda araştırmacı bölgede incelemelerde bulunmuş ve sismolojik kayıtlar almışlardır.

Depremin ana şok ve art sarsıntılarının incelenmesi ve bölgenin Jeofizik özelliklerinin belirlenmesi amaçlı İ.T.Ü. Araştırma Fonu projesi (proje no:362) desteğinde sekiz noktada manyetotelürik (MT) ölçüler alınmıştır. Kuzeyden güneye doğru sırası ile K.Köşkünler, Akyazı, Mahmutlu ve Konakbaşı olmak üzere dört istasyona ait MT verilerin değerlendirilmesi tezin konusunu oluşturmaktadır.

Özellikle manyetotelürik’de modelleme, düz ve ters çözüm konuları irdelenmiş ve değişik modellerin MT tepkileri hesaplanarak, öz dirençleri frekansla değişen (karmaşık öz direnç CR) tabakalar içeren ortamların MT tepkileri hesaplanmıştır. Manyetotelürik’te IP etkisi olarak adlandırılan bu durumu en iyi tanımlayan model olarak Cole-Cole dispersiyon modeli alınmıştır.

MT verilerinin spektral analizinden elde edilen verilerden yararlanarak, her bir ölçü noktası için verilerin uyumluluk ve yönbağımlılık analizi yapılarak çarpıklık etkisi hesaplanmıştır.

Erzincan’a ait görünür öz direnç verilerinin değerlendirilmesinden, yüzeyde kalınlığı 850 m ile 3.8 km arasında değişen sedimanter tabaka olmak üzere, yer altının derinlere doğru iletken-dirençli ardalanması şeklinde uzanan tabakalardan oluştuğu ortaya çıkmıştır.

Alüvyonun altında ise kabuk, iletken ara tabakalar içerecek şekilde 35 km’ye kadar uzanmaktadır. 15 km civarlarında bulunan ilk iletken tabakanın üst kabuk sınırındaki geçiş bölgesine karşılık geldiği düşünülmektedir. İkinci önemli iletken bölge ise 30-35 km civarlarında bulunmuştur.

SUMMARY

INTERPRETATION OF ERZINCAN MT MEASUREMENTS

The magnetotelluric (MT) method had its origin in the 1950's. It's a way of determining the electrical conductivity distribution of the subsurface from measurements of natural electric and magnetic fields on the surface.

Using the electromagnetic fields which are ranged at 10^{-3} -25 hz frequency band it is possible to study the electrical substructure of the Earth's crust and upper mantle by measuring the tangential (horizontal) components of both the electrical and magnetic fields at an observation point.

The theory for the magnetotelluric sounding proposed firstly by Cagniard is based on several assumption. These include:

- Assumption that both the primary and secondary electromagnetic fields are planar. The fields do not change character at parallel interfaces.
- Assumption that the medium is horizontally stratified.
- Both the electrical and magnetic field are linearly polarized. This means that the direction of the electric or magnetic field does not change with time.
- The oscillation of the electromagnetic field components are harmonic function of time.

These assumptions permit us to computation of apparent resistivity very simply by using Cagniard's formula.

The MT method depends on the penetration of electromagnetic energy into earth. The depth of investigation changes with the period of oscillations. With increasing period, the skin depth of EM wave increases and currents penetrate deeper. On the other hand when the frequency of the oscillation increases, the skin depth decreases and currents concentrate

closer to the Earth's surface.

The ratio of electric field intensity to the magnetic field intensity is called electrical impedance and under certain conditions this impedance is a function of the electrical properties of the medium. At high frequencies, because of the skin effect, the impedance carries information only about the properties of the uppermost layer. At lower frequencies, the depth of penetration of the field increases and thus the magnetotelluric method can be used to carry out "sounding" at a single observation point.

The experience with both the geomagnetic method and telluric method had some influence on the early stages of the developments of magnetotelluric sounding. The method can be used for deep sounding or for method for application to problems in geophysical exploration where the depth of investigation not to exceed 10-15 km in the usual case.

In the case of a uniform half-space one can see that the modulus of the impedance decreases with increasing conductivity and with increasing period of oscillation. The electric field is shifted in phase -45° with respect to the magnetic field in a uniform half space and the phase is independent of the resistivity.

In the case of n-layered Earth it is assumed that there is an electromagnetic field present which does not depend on the coordinates in the horizontal plane, but is function only of z-coordinate and distribution of resistivities. Both the electric field, E_x , and the magnetic field, H_y , must be continuous across the boundaries between layers, since there are neither charge accumulations nor free poles allowed at these boundaries. The wave impedance at the bottom of the first layer must equal the wave impedance at the top of the second layer, and so on.

The variations of electromagnetic fields which were recorded during 1992's summer in Erzincan are analyzed to obtain their spectra and apparent resistivity as a function of frequency are computed from the

spectra.

Since all geophysical interpretation is based on comparing observed earth response data with model data, interpretation of magnetotelluric data is also consist of matching the computed plots of apparent resistivity against frequency to curve calculated for simplified models.

In section two, many of two and three-layer models and their theoric apparent resistivity and phase curves calculated. In the case of two-layered earth at high frequency the skin depths are small enough that no energy penetrates to the basements. Apparent resistivity is therefore asymptotic to ρ_1 at high frequencies and the upper layer is not penetrated. When frequencies are low enough the apparent resistivity approaches ρ_2 .

At very low and very high frequencies the phase retardation of the magnetic field is 45° , and does not depend on frequency. Deviation from 45° retardation occur only for intermediate frequencies.

The inversion procedure is applied as follows. An estimate of th probable resistivity-depth model is made arbitrarily, and a theoretical curve, known as a "forward solution", is computed and compared with the field curve. The difference between the two curves represents the error in the arbitrary first estimate. Changing parameter describing the resistivity-depth function slightly the error reduced. This trials are continued until the error between theoretical curve and the experimental data is reduced to an acceptable value.

Inversion of magnetotelluric sounding for subsurface resistivity disturbution is a nonlinear and nonunique problem. The goal of inversion is to determine a hyphotetical Earth model whose responses are identical to the observed data.

An effective algorithm and program for inverting resistivity data versus frequency by ridge regression (Marquart-Levenberg Method) proposed by Marquardt is used.

Because of nonlinearity, problem generally is linearized using Taylor's expansion and standard least-squares method used iteratively to refine an initial guess model. The differences between the observed data and those calculated for model wanted to be minimum. For this purpose a damping process applied to the partial derivative matrix A .

The parameter correction Δm can be obtained by application of singular value decomposition (SVD) method. In this method, A matrix is factored into product of three other matrices, the data space, parameter space eigenvectors and diagonal matrix containing the positive eigenvalues of A .

The effect of complex resistivity (CR) into magnetotelluric diffusion process, in other words, resistivity-frequency dispersion in rocks by magnetotelluric are investigated.

The magnetotelluric method can identify the zones in the Earth's crust where the electric conductivity is abnormally high because of the presence of a geothermal system.

In the frequency-domain the IP phenomenology in rocks consist of a process which is known in the specific literature as dispersion of resistivity against frequency. This means that the resistivity of a polarizable material is not constant as the frequency of the field is changed.

In geophysical applications, the Cole-Cole model is the most suitable representation of the IP characteristic dispersion function.

Modeling of complex resistivity in magnetotelluric shows that the amount of distortion of the curves increases as the values of chargeability, time constant and frequency dependence increase. MT sounding apparent resistivity and phase theoretical curves were calculated for various n-layered earth models. In some of these models one layer taken as with complex resistivity. Calculated apparent resistivity was decreased with increasing frequency when the incident fields are polarized the layer of complex resistivity (CR). The effects of dispersion parameters (chargeability m , time constant τ , and frequency constant c) on modelling of such earth models are investigated during calculations.

Modelling technique by using forward solution is applied to the apparent resistivity depth sounding curves obtained from the magnetotelluric field data recorded in Erzincan Basin after 13rd march 1992 earthquake. For the MT stations Küçük Köşküler, Akyazı, Mahmutlu and Konakbaşı sites deep jeoelektrical models are described . Six or seven horizontally layered models are interpreted as earth structures for all stations.

Automatic inversion technique proposed by Meju(1991) is finally trained on fitting field and modeled curves.

Erzincan Plain is situated between 39°15' - 39°50' longitudes and 39°32' - 39°52' latitudes in Northeast Anatolia Region. Length of the plain is 45-50 kms. from northwest to southeast and width is 5-20 kms.

During 1992's summer magnetotelluric data were collected in Erzincan plain at eight different stations. Four of these station lie on a profile approximately from North to East are studied in this thesis.

Recorded analog signals are digitized at equal intervals by using a digitiser. For each of frequency band different sampling rates were used. The apparent resistivities as a function of frequency is obtained by processing of these field measurements. For these purpose an interactive program were used to obtain the apparent resistivity. Apparent resistivity

BÖLÜM 1. GİRİŞ

Manyetotelürik yöntem (MT), 10^{-3} -25 Hz frekans bandındaki elektromanyetik alanla ilgilenen ve bu frekans aralığındaki alanın elektrik ve manyetik alan bileşenlerinin yüzeyde ölçülmesinden yararlanarak yeraltının elektrik yapısını ortaya çıkarmayı hedefleyen doğal kaynaklı bir elektromanyetik yöntemdir [1]. Yerin doğal elektromanyetik alanının incelenmesine dayanan bu yöntem ile yerkabuğunun ve üst mantonun elektriksel yapısını, dolayısı ile büyük ölçekli tektonik sorunları yada derin tortul havzaları araştırma olanağı vardır [2]. Ayrıca petrol arama çalışmalarında, jeotermal kaynakların araştırılmasında, metalik maden yataklarının aranmasında MT yöntemi kullanılabilir.

Manyetotelürik alan kuramı bazı temel kabullere dayanır. Bunlar:

- Birincil ve ikincil elektromanyetik alanlar düzlemsel dalga şeklindedir.

Paralel ara yüzeylerde alanların karakterleri değişmez.

- Yer ortamı yatay tabakalardan oluşmuştur.
- Elektrik ve manyetik alanlar lineer polarize olmuşlardır. Yani alanın yönü zaman içinde değişmezdir.
- Elektromanyetik alan bileşenlerinin salınımı zamanın harmonik fonksiyonudur.

Elektromanyetik yöntemlerde araştırma derinliği dalganın periyoduna bağlıdır. EM dalganın periyodu büyüdükçe alan nüfuz

derinliği artmakta ve akımlar daha derine inmektedir. Diğer taraftan EM alanın frekansı büyüdükçe nüfuz derinliği azalır ve akımlar yer yüzeyine yakın kesimlerde akar.

$$\begin{aligned} E_x &= E_x(0) e^{-z/\delta} e^{iz/\delta} \\ H_y &= H_y(0) e^{-z/\delta} e^{iz/\delta} \end{aligned} \quad (1.1)$$

$e^{-z/\delta}$ terimi, $z_1 = \delta$ olduğunda e^{-1} faktörü ile alan şiddetindeki azalmayı gösterir. Bu nedenle δ nüfuz derinliği olarak adlandırılır. $e^{iz/\delta}$ terimi ise fazın derinlikle değişimine karşılık gelir ve $z_2 = 2\pi\delta$ olduğunda, alan bileşeni 2π ile değişir. Bu nedenle z_2 dalga boyu olarak adlandırılır.

Son yıllarda literatürde sıkça rastlanan çalışmaların gösterdiğine göre, manyetotelürik yöntem yaygın kullanılan elektrik prospeksiyon yöntemlerinden biri olmuştur. Binlerce manyetotelürik delgiden kazanılan deneyimler yöntemin pekçok uygulama alanı olduğunu göstermiştir. Örneğin, eski Sovyetler Birliği'nde manyetotelürik yöntem, petrol arama çalışmalarında sedimanter havzanın stratigrafisindeki değişimlerin belirlenmesi amacı ile sismik yöntem ile birlikte kullanılmış olup bu çalışmalarda en önemli bulgular bu yöntemin uygulanması ile elde edilmiştir [3].

Manyetotelürik yöntemin diğer bir uygulama alanı ise metalik maden yataklarının aranmasıdır. Metalik maden yataklarının aranmasında

göreceli olarak sığ derinlikler ve yüksek öz dirençler ile karşılaşıldığından özellikle yüksek frekanslardaki doğal alanın incelenmesi gerekir. Bu tür çalışmalarda kullanılacak frekans aralığı 8 Hz - 10 kHz dir. Bu aralıkta yapılan manyetotelürik çalışmalar AMT(Audio Frequency Magnetotelluric) olarak adlandırılır [4]. Yine Kontrol Kaynaklı MT yöntem (CSAMT) benzer amaçlara yönelik olarak kullanılmaktadır.

Üçüncü ve gelecekte de hayli kullanılacak gibi görünen bir uygulama alanı ise jeotermal enerji kaynaklarının araştırılmasıdır. Bu amaçla yapılan çalışmalar oldukça fazla ve hızla gelişmektedir. Gerek kuru gerekse akışkan içeren kayaların öz dirençleri sıcaklıktan büyük ölçüde etkilendiğinden manyetotelürik yöntemin jeotermal alanların araştırılmasında oldukça iyi sonuç vereceği açıktır. Bu konuda yapılan manyetotelürik çalışmalar göstermiştir ki bu yolla hem birkaç km derinlikteki suya doymuş termal yatakların bulunması ve haritalanması, hem de beş, on veya daha derinde bulunan ve sokulum(intrüzyon) halindeki birincil ısı kaynaklarının belirlenmesi mümkündür [3].

BÖLÜM 2. MANYETOTELÜRİK YÖNTEMİN TEMEL İLKELERİ

2.1 Manyetotelürik Yöntemin Teorik Temelleri

Manyetotelürik yöntem, kökeni 1950'li yıllara dayanan bir Elektromanyetik Prospeksiyon tekniğidir. Yöntemin temel düşüncesi basit olarak şu şekilde açıklanabilir. Yeraltı yapısı hakkında bilginin arandığı bir gözlem noktasında EM enerji kaynakları tarafından oluşturulan elektrik ve manyetik alanın yatay teğetsel bileşenleri ölçülür. Elektrik alan şiddetinin manyetik alan şiddetine oranı elektriksel empedans olarak adlandırılan büyüklüğe eşittir ve bazı koşullar altında bu empedans ortamın elektriksel özelliklerinin fonksiyonudur. Empedansı;

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} \quad (2.1a)$$

ile tanımlarsak, bir frekans serisi gözönüne alınırsa empedans için frekans spektrumu elde edilir. Bu bize yerin derinliğin fonksiyonu olarak elektriksel iletkenliği hakkında bilgi verir [2]. Yer içi özelliklerinin yönlerden bağımsız olduğu koşulu altında E_x ve H_y karşılıklı olarak birbirine diktir. Göreceli olarak yüksek frekanslarda deri olayı nedeniyle empedans yüzey tabakasının özellikleri hakkında bilgi taşır. Alçak frekanslarda alanın etki

derinliği artar. Böylece manyetotelürik yöntem, tek bir gözlem noktasında delgi şeklinde uygulanır.

Bugün manyetotelürik yöntem olarak bildiğimiz yöntemle ilgili ilk çalışmalar iki grupta toplanır. Aşağıda belirtilen her iki yöntem de doğal elektromanyetik alanı kullanarak yeriğinin yapısını bulmaya çalışmışlardır [6]. Bunlardan ilki 19. yüzyıl sonlarında gelişmiş ve manyetik gözlem evlerinde kaydedilen uzun periyotlu manyetik değişimlerin kullanılmasına dayanır. Manyetik alan değişimlerinin yatay ve düşey bileşenleri kullanarak mantoya kadar olan derinliklerdeki katmanların iletkenlikleri ve kalınlıkları hakkında bilgi elde edilmeye çalışılmıştır. Bu yöntem ile global ölçekte yeriğinin elektrik özdirenç dağılımı hakkında bilgi sağlanabilir.

20.yüzyılda doğal elektromanyetik alanın kullanılmasına dayanan diğer bir jeofizik araştırma yöntemi geliştirildi. Genellikle sadece elektrik alan bileşenlerinin iki gözlem noktasında aynı anda ölçüldüğü bu yönteme tellürik yöntem adı verilir. Normal alışma durumlarında gözlem noktalarından biri sabit olarak tutulurken ikinci gözlem noktası hareketlidir. Zaman içinde istasyon çiftlerindeki elektrik alan şiddetlerinin karşılaştırılması yolu ile yerelektrik yapısı hakkında bilgi sağlanır.

Bu iki yöntemdeki gelişmeler, bir frekans aralığındaki hem manyetik hemde elektrik alan bileşenlerinin ldğ manyetotelürik yöntemin başlangıç ilkelerini oluşturmuştur. Jeomanyetik yöntem ve tellürik yöntem ile kazanılan deneyimler özellikle manyetotelürik delgi yönteminin ilk evrelerinin gelişiminde etkili olmuşlardır.

2.2 Yarı Sonsuz, Tekdüze, Yönbağımsız Ortamda Elektromanyetik Dalganın Davranışı

Manyetototölük olaylar yarı periyodik bir görünüŖe sahip olduklarından E elektrik alan ve H manyetik alanın zaman ve uzay bağımlı değışimleri;

$$E_x = (A \cdot e^{-kz} + B \cdot e^{kz}) \cdot e^{i\omega t} \quad \text{ve} \quad H_y = \frac{k}{i\omega\mu} E_x \quad (2.1b)$$

şeklinde ifade edilir. Böyle bir harmonik alan için tekdüze ve yönbağımsız ortamda Maxwell denklemlerini yazarsak;

$$\nabla \times E = i\omega\mu H \quad (2.2)$$

$$\nabla \times H = \sigma E - i\omega\epsilon E \quad (2.3)$$

$$\Delta \cdot E = 0 \quad (2.4)$$

$$\nabla \cdot H = 0 \quad (2.5)$$

σE terimi iletkenlik akımlarına, $-i\omega\epsilon E$ ise yerdeğıştirme akımlarına karşılık gelir. Bu iki terim EM dalganın yayılmasını yönlendirirler. İki akım tipini birbirine oranlarsak;

$$\frac{\omega \epsilon}{\sigma} = \frac{2 \cdot \pi \cdot \rho \cdot f \cdot 10^{-9}}{36 \cdot \pi} \approx \frac{1}{2} \cdot \frac{\rho}{T} \cdot 10^{-10} \quad (2.6)$$

Burada f:frakans, T ise periyottur. Manyetotelürikte kullanılan periyot aralığı 0.001 den binlerce saniyeye kadar değişir. Yer içinde genelde karşılan öz direnç değerleri ise 1-1000 Ω m aralığındadır. Bu nedenle manyetotelürük yöntemin uygulanmasında yer değiştirme akımları ihmal edilebilir.

Dik koordinat sisteminde Maxwel denklemlerinden ilk ikisi şu şekilde yazılabilir.

$$i\omega\mu H = \begin{vmatrix} i & j & k \\ \frac{\partial}{\partial x} & \frac{\partial}{\partial y} & \frac{\partial}{\partial z} \\ E_x & E_y & E_z \end{vmatrix} \quad ve \quad \sigma E = \begin{vmatrix} i & j & k \\ \frac{\partial}{\partial x} & \frac{\partial}{\partial y} & \frac{\partial}{\partial z} \\ H_x & H_y & H_z \end{vmatrix}$$

(2.23) eşitliği kullanarak

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = i\omega\mu H_y \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial H_y}{\partial z} = -\sigma E_x \quad (2.8)$$

yazılır. Her iki eşitliğin z ye göre türevleri alınıp uygun şekilde yerine konulduğunda (2.7) ve (2.8) nolu eşitlikler şu şekli alır.

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} = -i\omega\mu\sigma E_x \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial^2 H_y}{\partial z^2} = -i\omega\mu\sigma H_y$$

veya

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} + k^2 E_x = 0 \quad (2.10)$$

$$\frac{\partial^2 H_y}{\partial z^2} + k^2 H_y = 0$$

Burada $k^2 = i\sigma\mu\omega$ dalga sayısıdır (EM dalga yayılım sabiti). Dalga sayısı k ile nüfuz derinliği δ arasında şöyle bir ilişki vardır.

$$k = (i\sigma\mu\omega)^{\frac{1}{2}} = \frac{1+i}{\delta} \quad (2.11)$$

$\delta = (2/\sigma\mu\omega)^{1/2}$ EM alan nüfuz derinliğini gösterir. Manyetik geçirgenliği serbest havaninkine eşit olan bir ortam için nüfuz derinliğini yeniden yazarsak;

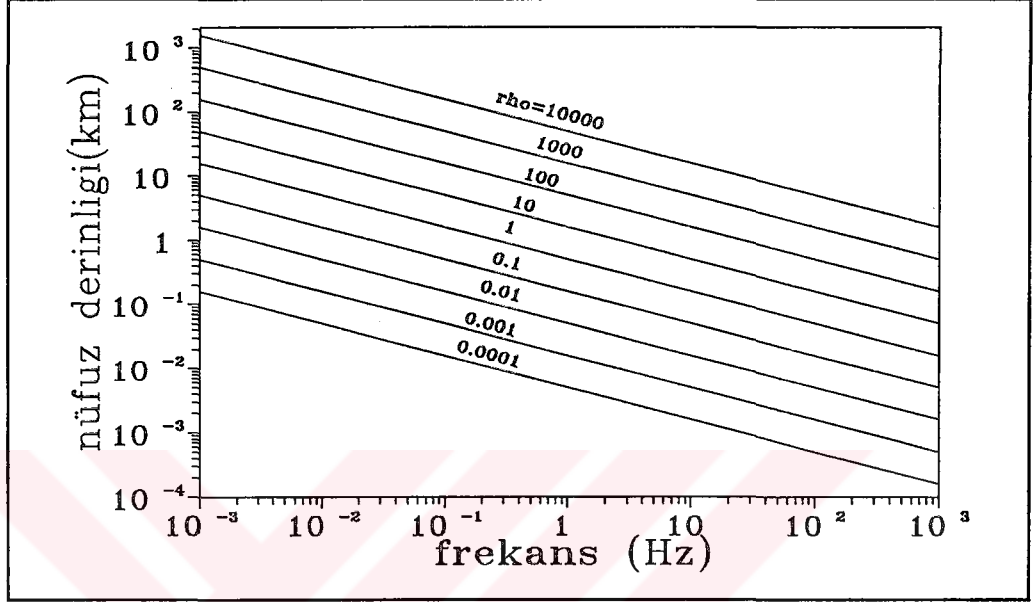
$$\delta = \left(\frac{2 \cdot \rho \cdot T \cdot 10^7}{8 \cdot \pi^2} \right)^{1/2} \quad (2.12)$$

ρ öz direnci, T ise dalga periyodudur. Bazı durumlarda δ nın yerine dalgaboyu λ olarak bilinen diğer bir parametre kullanılır.

$$\lambda = 2\pi\delta = 10^3(10\rho T)^{1/2} \quad (2.13)$$

Görüldüğü gibi nüfuz derinliği öz direncin ve mikropulsasyonun periyodunun fonksiyonudur. Çeşitli öz direnç ve frekanslar, tekdüze, yönbağımsız ortamlar için bu son bağıntıda kullanılarak hesaplamalar yapılmış olup

elektromanyetik dalganın nüfuz derinliklerini gösteren eğriler Şekil 2.1’de çizilmiştir.



Şekil 2.1 Elektromanyetik dalganın hesaplanmış nüfuz derinliği eğrileri

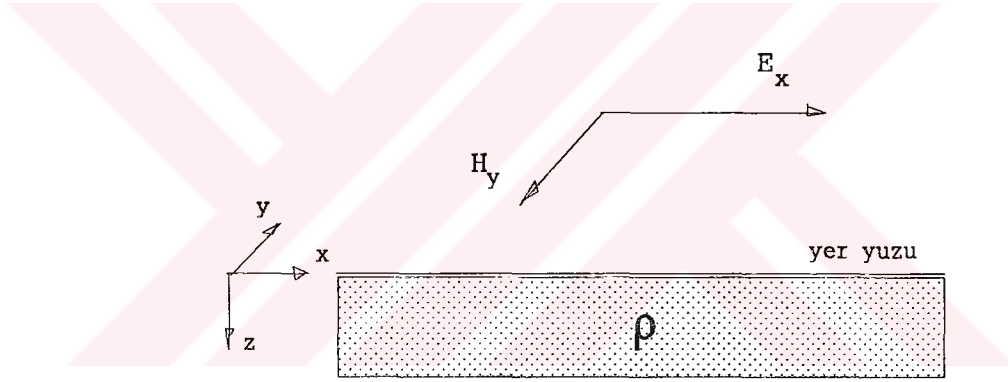
Şekil 2.1’de de görüldüğü gibi elektromanyetik dalganın frekansı büyüdükçe dalganın etki derinliği azalmaktadır. Dolayısı ile yüksek frekanslı dalgalar sıg derinliklere ait, düşük frekanslı dalgalar ise daha derinlere ait bilgileri taşırlar. Aynı şekilde ortamın öz direncinin artması ile elektromanyetik dalganın daha derinlere nüfuz ettiği de görülmektedir.

Derinlik arttıkça elektromanyetik enerjinin bir kısmı ısıya dönüştüğünden, elektromanyetik alanın şiddetinin azalması gerekir. Bu durumda elektromanyetik alan bileşenlerini tekrar yazarsak;

$$E_x = A e^{ikz} \quad (2.14)$$

$$H_y = \frac{k}{\omega \mu} A e^{ikz} \quad (2.15)$$

Elektrik ve manyetik alan z arttıkça azalacaktır. (Burada z derinliktir).



Şekil 2.2 Tekdüze yarı sonsuz ortam modeli ve E_x ve H_y alan bileşenleri

Yukarıda gösterilen alan ifadeleri bu bileşenlerin karmaşık genliklerini gösterir. Alanı zamanla harmonik olarak salınan biçimde göstermek için alan bileşenleri aşağıdaki şekilde yazılır [2].

$$E_x = \Re (A e^{ikz} e^{i\omega t})$$

$$H_y = \Re \left(\frac{k}{\omega \mu} A e^{-ikz} e^{i\omega t} \right)$$

$\Re$ *karmasık fonksiyonun gerçel kısmını gösterir.*

(2.14) ve (2.15) eşitliklerde gösterilen elektrik ve manyetik alan, serbest uzaydaki akımlar tarafından oluşturulan birincil alan ile iletken yer içinde etki ile oluşturulan akımların oluşturduğu ikincil alanların toplamlarından oluşur. Yer yüzünde ;

$$E_x(0) = A$$

$$H_y(0) = \frac{k}{\omega \mu} E_x(0) \quad (2.16)$$

A katsayısı, alanın birincil ve ikincil kısımları hakkında bilgi içerir. Birincil alan bilinmediğinden ve zamanla değişebildiğinden birincil alan bağımlılığından kurtulmak gerekir. Birincil alanın etkisinden kurtulmak için E_x ve H_y bileşenlerinin oranları kullanılır.

$$\frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega \mu}{k} \quad (2.17)$$

Bu oran birincil alanın şiddetine bağımlı değildir ve tekdüze ortam için düzlem dalganın empedansı olarak adlandırılır.

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega \mu}{k} = \frac{\omega \mu}{(i\sigma \mu \omega)^{1/2}} = \left(\frac{\omega \mu}{k} \right)^{1/2} e^{-i\pi/4} = 2\pi \left(\frac{\rho}{5T} \right)^{1/2} e^{-i\pi/4} \cdot 10^{-3} \quad (2.18)$$

Eğer elektrik alan y yönünde ise manyetik alan x yönünde bileşene sahip olacaktır. Bu durumda empedans;

$$Z_{yx} = \frac{E_y}{H_x} = \frac{-\omega \mu}{k} \quad (2.19)$$

olur. (2.14) ve (2.15) nolu eşitliklere göre E_x ve H_y bileşenlerinin oranı yarı sonsuz, tekdüze ortam için z den bağımsızdır.

Empedansın genliği;

$$|Z| = 2\pi \left(\frac{\rho}{5T} \right)^{1/2} \cdot 10^{-3} \quad ohm \quad (2.20)$$

şeklinde, fazı ise

$$\phi = \begin{cases} (E_x, H_y) & \text{için} \quad -\frac{\pi}{4} \\ (E_y, H_x) & \text{için} \quad \pi - \frac{\pi}{4} \end{cases} \quad (2.21)$$

şeklinde yazılabilir. Empedansın genliği, tekdüze, yarı sonsuz ortamın iletkenliği arttıkça azalır ve salınımın periyodu arttıkça büyürken, fazı ortamın iletkenliğinden bağımsızdır. Ayrıca yukarıda görüldüğü gibi elektrik alan E_x ile manyetik alan H_y arasında -45 derecelik faz gecikmesi oluşmaktadır.

2.3 Yatay N-Tabakalı Ortamda Elektromanyetik Alanın Davranışı

Yer altının öz dirençleri ρ_n ve kalınlıkları h_n olan n tabakalı bir ortamdan oluştuğu varsayalım. Mevcut elektromanyetik dalganın yatay uzaysal koordinatlardan bağımsız, yalnızca düşey yönde yayılan ve yeriçinde düşey yöndeki öz direnç dağılımının fonksiyonu olduğu düşünülür. Böyle bir elektromanyetik dalga serbest yeryüzeyinden her hangi bir yükseklikte bulunan yatay akım tabakaları (current sheet)

tarafından oluşturulabilir [7]. Bu tip bir kaynak, derinlik arttıkça azalmayan uniform yatay bir manyetik alan üretir (z düşey yönde pozitif). Kaynak düzlemindeki akımlar, akımlara dik olarak yönlendirilmiş H_{oy} değişmeyen manyetik alanını yaratırlar. Birincil manyetik alan zamanla değiştikçe birincil vortex (girdap) elektrik alanı oluşur. Bu alan x eksenini boyunca yönelir ve H_{oy} manyetik alanından farklı olarak (yeryüzeyinin yukarısında), uzayda z eksenini boyunca değişir. Birincil yatay elektrik alanı E_{ox} , iletken yer içinde, ikincil alan için kaynak görevindeki akımlara neden olur.

Birincil alanın karakteri göz önüne alınırsa

$$\frac{\partial H_{oy}}{\partial x} = \frac{\partial H_{oy}}{\partial y} = \frac{\partial E_{ox}}{\partial x} = \frac{\partial E_{ox}}{\partial y} = 0 \quad (2.22)$$

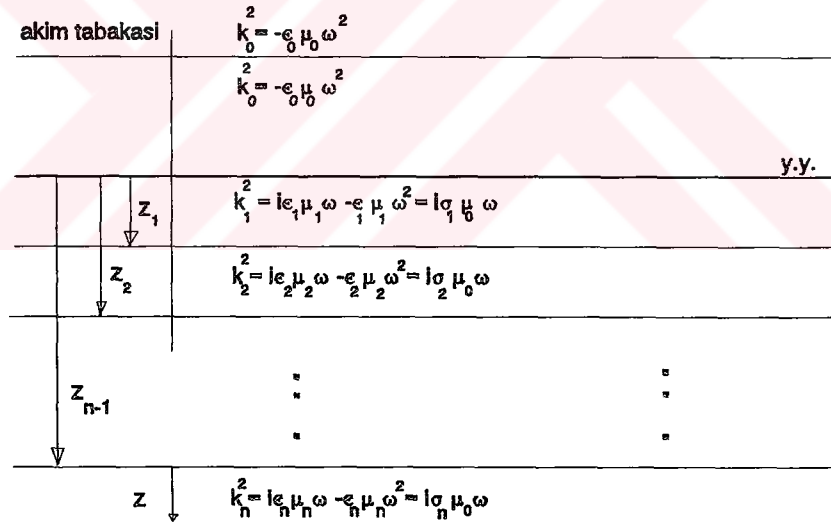
Etkiyle oluşturulan akımların yoğunluğu yatay düzlemler boyunca değişmediğinden ikincil alanın E_x ve H_y bileşenleri x ve y koordinatlarından bağımsız olacaktır. Böylece toplam elektromanyetik alan şu şekilde gösterilebilir.

$$E=(E_x,0,0), H=(0,H_y,0) \quad (2.23)$$

Kaynak modelinin seçiminden ortaya çıkan diğer bir sonuç ise elektrik yada manyetik alanın yönünün zamanla değişmemesidir. Buna alanın lineer polarizasyon özelliği denir.

Elektromanyetik dalganın kaynağının uzakta olduğu ve uzaydan yerin içine yayılan düzlem dalganın yeryüzeyine dik geldiği, tabaka geçişlerinde yük ve kutup birikiminin olmadığı kabul edilir. Bu nedenle tabakanın hemen üstündeki dalga empedansı, altındaki dalga empedansına eşittir.

Yerin n-tabakalı yapısını temsil eden model Şekil 2.3'de görülmektedir. Tabakaların her biri kendi içinde tekdüzedir ve öz direnç dağılımı yönlerden bağımsızdır. Böyle bir yer modelini modelleyebilmek için n.tabakadan itibaren her tabakanın empedansları bulunarak, yüzeydeki empedans hesaplanır.



Şekil 2.3 N-yatay tabakalı yarı-sonsuz yer ortam modeli

(2.10) nolu eşitliklerde gösterilen elektrik ve manyetik alan her

tabakanın içinde geçerlidir, fakat alan bileşenlerinin z ye göre ikinci türevleri süreksiz olduğundan, tabaka sınırlarında geçerli değildir. Bu eşitlikler yerine tabaka sınırlarında sınır koşulları kullanılır ve elektrik ve manyetik alanın teğetsel bileşenlerinin arayüzeylerde sürekli olduğu düşünülür [2].

$$\left. \begin{aligned} E_x^n &= E_x^{n+1} \\ H_y^n &= H_y^{n+1} \end{aligned} \right\} z=h_n \text{ ise} \quad (2.24)$$

Her tabaka içinde elektrik alan E_x genel olarak,

$$E_x^{(n)} = (A_n e^{ik_n z} + B_n e^{-ik_n z}) \cdot e^{i\omega t} \quad (2.25)$$

şeklindedir. k_n n. tabakanın dalga sayısıdır. Manyetik alanı A_n ve B_n katsayıları cinsinden elde etmek için (2.7) nolu eşitlik kullanılırsa H_y

$$H_y = (i\omega\mu)^{-1} \frac{\partial E_x}{\partial z} \quad (2.26)$$

bulunur ve burdan

$$H_y^{(n)} = \frac{k_n}{\omega \mu} (A_n e^{ik_n z} - B_n e^{-ik_n z}) e^{i\omega t} \quad (2.27)$$

Bu eşitlikte $A_n e^{ik_n z}$ alanın derinlik arttıkça azalan kısmını, $B_n e^{-ik_n z}$

ise derinlikle artan kısmını gösterir.

N-tabakalı ortam için en alttaki tabakanın empedansının karakteristik empedansa eşit olduğu düşünülerek, her arayüzdeki empedanslar hesaplanırsa yüzeydeki empedans eşitlik 2.28'deki gibi olur. Bu bağıntı n.tabakadan başlayarak empedansın hesaplanmasında ve yer altının modellenmesinde oldukça hızlılık kazandırır [8].

$$Z_1 = k_1 \rho_1 \frac{k_1 \rho_1 (1 - e^{-2k_1 h_1}) + Z_{1+1} (1 + e^{-2k_1 h_1})}{k_1 \rho_1 (1 + e^{-2k_1 h_1}) + Z_{1+1} (1 - e^{-2k_1 h_1})} \quad (2.28)$$

$$Z_n = k_n \rho_n \frac{k_n \rho_n (1 - e^{-2k_n h_n}) + Z_{n+1} (1 + e^{-2k_n h_n})}{k_n \rho_n (1 + e^{-2k_n h_n}) + Z_{n+1} (1 - e^{-2k_n h_n})} \quad (2.29)$$

$$Z_{n+1} = k_n \rho_n \quad (2.30)$$

2.4. Düz Problem Çözümü

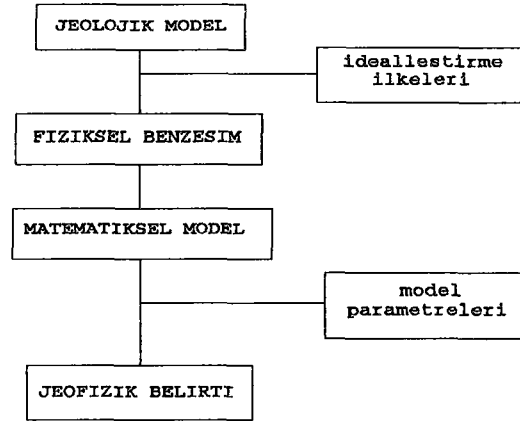
Jeolojik bir taslaktan kalkarak jeofizik belirtiye ulaşma biçiminde tanımlanabilen düz problem çözümünün ilk aşaması jeolojik yapının modellenmesidir. Bunun için yapıya ait iki grup değiştirgenin, geometrik ve fiziksel değiştirgenlerin belirlenmesi gerekir. Geometrik değiştirgenler yapının biçimini tanımlayan büyüklüklerdir. Bir boyutlu modellemede yapılacak iş tabakaların kalınlıklarının yada yüzeyden olan derinliklerinin belirlenmesidir. Jeolojik yapı iki yada üç boyutlu olarak modellenmek istenirse yapılacak iş, seçilen koordinat sistemine göre yapının geometrik sınırlarına ilişkin koordinatları saptamaktır[9].

Çoğu zaman hesaplama zamanından kazanmak için basit modellerden yola çıkılır ve çözümü kolaylaştırmak için;

- Ortamın yatay tabakalardan oluştuğu
- Tabakaların kendi içlerinde tekdüze oldukları
- Ortamın yönbağımsız olduğu

gibi varsayımlar yapılır.

Düz problem çözümünde amaç nedeni değil sonucu bulmaktır. Bu nedenle jeolojik yapıyı temsil eden matematiksel bağıntıdan yola çıkarak ve gerekli parametreler kestirilerek yapının tepkisi hesaplanmaya çalışılır. Verilen modelin tepkisi tektir. Düz problem çözümünün nasıl kullanıldığına ilişkin algoritma Şekil 2.4’de görülmektedir.



Şekil 2.4 Düz problem çözümü için akış şeması

2.4.1. N-Tabakalı Yer Modelinin 1-Boyutlu Çözümü

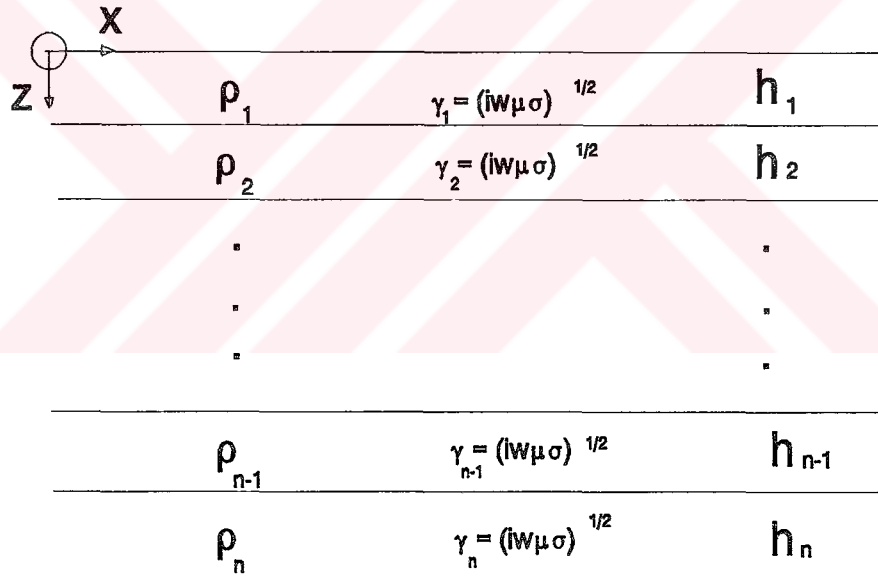
Yerinin bir boyutlu yapısını modelleyebilmek için tekdüze ve yönbağımsız N yatay katmanlı bir yarısonsuz ortamın yüzey empedansının bulunması gerekir. N -tabakalı ortam için geçerli olan yineleme bağıntısı kullanılarak yüzey empedansı hesaplanır ve Cagniard özdirenç bağıntısı kullanılarak 1-boyutlu modele ait görünür özdirenç ve faz eğrileri elde edilir. Bu tez çalışması sırasında yazılan, yinelemeli bağıntıyı kullanarak özdirenç ve fazı hesaplayan fortran programı ek-1 de verilmiştir. Kullanıcı tarafından bu programa yer modelinin özdirenç ve tabaka kalınlıkları girilmelidir. Hesaplamada düz çözüm için kullanılan yinelemeli bağıntılar (2.28, 2.29, 2.30) denklemleri ile verilmiştir.

Her tabaka içerisinde elektriksel parametreler yatay uzamsal koordinatlardan bağımsızdır. (2.29) ve (2.30) nolu yinelemeli bağıntının, alttaki yarı sonsuz ortamın yüzeyinden yinelemeli olarak yeryüzüne ($z=0$)

uygulanması ile yüzey empedansı elde edilir. Yüzeydeki empedanstan görünür öz direnç ve faz şu şekilde elde edilir.

$$\rho_a = \frac{|Z_1|}{\omega \mu} \quad (2.31)$$

$$\phi_a = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(Z_1)}{\text{Re}(Z_1)} \right) \quad (2.32)$$



Şekil-2.5 N-tabakalı yeraltı modeli ve parametreleri

İzleyen bölümde iki ve özellikle üç tabakalı ortamlarda MT alanının davranışı incelenerek, değişik iki ve üç tabaka modelleri için teorik görünür öz direnç ve faz eğrileri elde edilmiş ve katman parametrelerinin, hesaplanan eğriler üzerindeki etkileri incelenmiştir. Bu kuramsal eğriler özellikle arazi eğrilerine model uydurma çalışmalarında yardımcı olmaktadır.

2.4.2 İki Tabakalı Ortam İçin Görünür Öz direnç ve Faz Eğrilerinin Hesaplanması

Öncelikle iki tabakalı ortamda manyetotelürik alanın davranışına bakılırsa genel durumlara da uygulanabilecek bazı karakteristik özellikler gözlenir. İki tabakalı bir ortam için görünür öz direnç ile frekans arasındaki ilişkiyi göstermesi amaçlanarak ek'deki program ile hesaplanan eğriler Şekil 2.6'de verilmiştir. Bu eğrilere bakıldığında şu özellikler gözlenir:

- Yüksek frekanslar için (yani kısa dalga boyları) hesaplanan öz direnç yaklaşık olarak yüzey tabakasının öz direncine eşittir. Bu nedenle doğru akım yöntemindeki kısa elektrot aralığının manyetotelürikte yüksek frekanslara karşılık geldiği söylenebilir.

- Düşük frekanslarda (uzun dalga boyları) hesaplanan öz direnç ise yaklaşık temelin öz direncini verir.

- Orta frekanslarda, hesaplanan öz dirençte görülen maximum ve minimumlar (gerçekte yer içinde mevcut olan maximum yada minimum öz direnç değerlerinden büyük yada küçük olabilen) görülmektedir. Bunların ikinci tabakadan yansıyan dalgalarla, ana manyetotelürik dalgaların girişiminden oluştukları sanılmaktadır.

- Etkin derinliğin, ilk tabaka kalınlığının 0.83 ünü aşması anında dalga empedansı ilk tabakanın dalga empedansından uzaklaşmaya başlar. Diğer bir deyişle ikinci tabakanın eğriler üzerindeki etkisi, etkin derinliğin birinci tabakanın 0.83 üne ulaştığı zaman ortaya çıkar [10].

- Alt tabakanın dirençli olması durumunda elde edilen eğrilerle, iletken olması durumunda elde edilen eğriler $\rho_1 = \rho_2$ eğrisine göre bakışımıdır (simetriktir).

- Eğer iki ortam arasında öz direnç oranı oldukça büyük ise temelin dirençli olması durumunda hesaplanan öz direnç dalga boyunun karesi ile doğru orantılı, iletken olması durumunda ise dalga boyunun karesinin tersi ile orantılıdır.

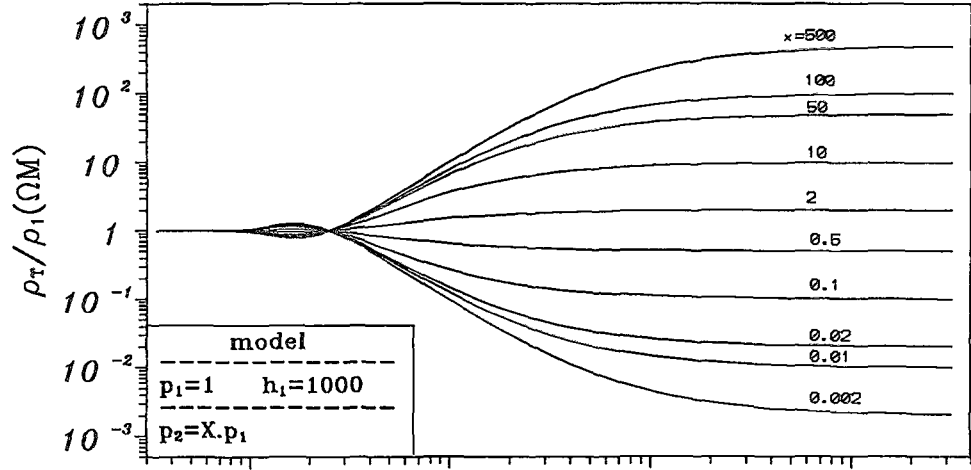
İki tabakalı bir ortam için hesaplanan faz açısının periyotla değişimi şekil 2.7 de görülmektedir. Faz eğrilerinin karakteristik özellikleri hakkında da şunlar söylenebilir.

- Manyetik alan elektrik alanı 0° den (alt tabakanın dirençli, üst tabakanın iletken olması durumunda) 90° ye (dirençli bir tabaka iletken temelin üzerinde) değin bir faz gecikmesi ile geriden izler.

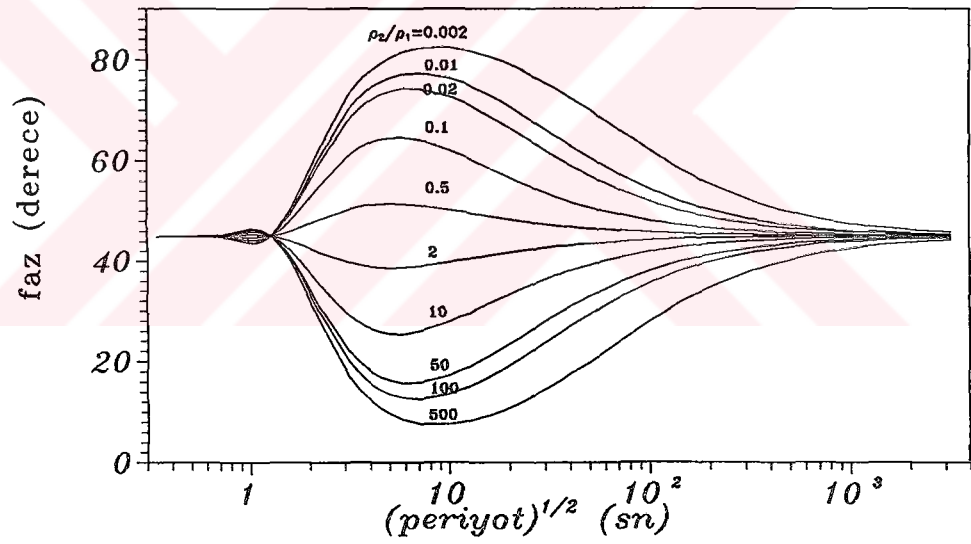
- Yüksek frekanslarda (düşük periyotlar=kısa dalga boyları) faz gecikmesi frekansa bağlı değildir. Manyetik alanın gecikmesi 45° dir.

- Düşük frekanslarda (büyük periyotlarda=büyük dalga boylarında) faz gecikmesi yine 45° dir. 45° den sapmalar orta frekanslarda, dalga boyunun birinci tabaka kalınlığının 2 ile 50 katı olduğu aralıkta görülür [10].

- Eğer derinlere doğru öz direnç artıyorsa faz gecikmesi 45° nin altına, öz direnç derine doğru azalırsa faz gecikmesi 45° nin üzerine çıkar.



Şekil 2.6 İki tabakalı yer modeli için hesaplanan görünür öz direnç eğrileri



Şekil 2.7 İki tabakalı yer ortamı için faz eğrileri

2.4.3 Üç Tabakalı Ortamlar için Görünür Öz direnç Eğrileri

Üç tabaka geometrisi, ρ_1 , h_1 , ρ_2 , h_2 ve ρ_3 olmak üzere beş parametre ile tanımlanır ve tabakaların öz dirençlerinin dağılımına göre

doğru akım öz direnç yönteminde olduğu gibi dört sınıfa ayrılır.

A Türü yapı: $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$

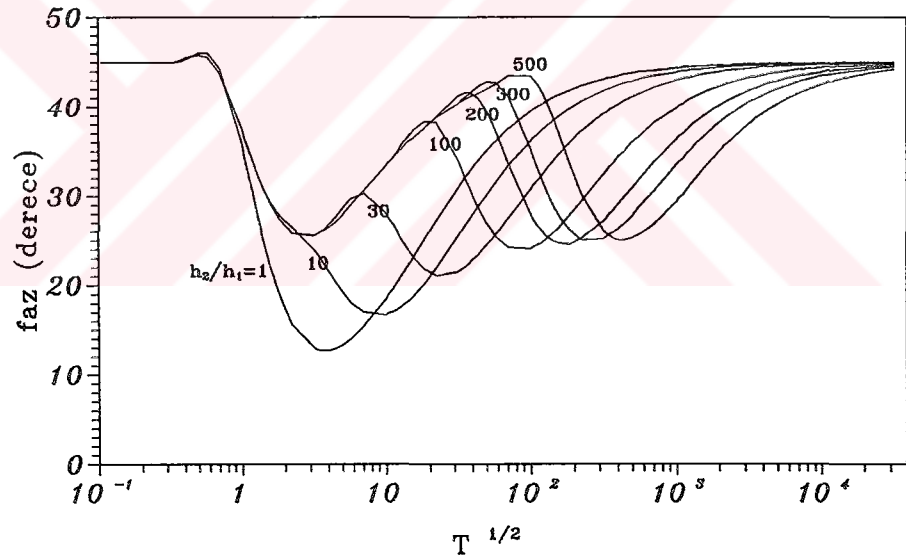
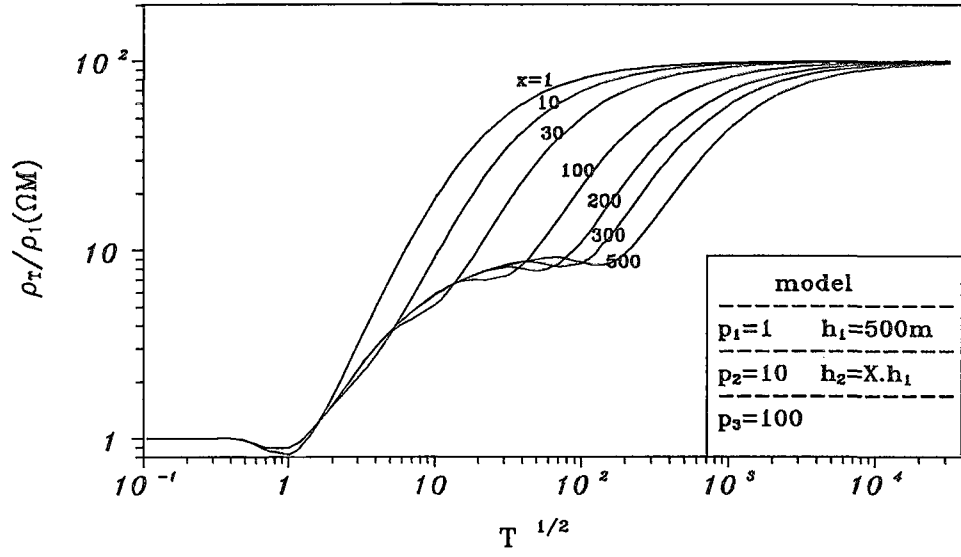
K Türü yapı: $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$

Q Türü yapı: $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$

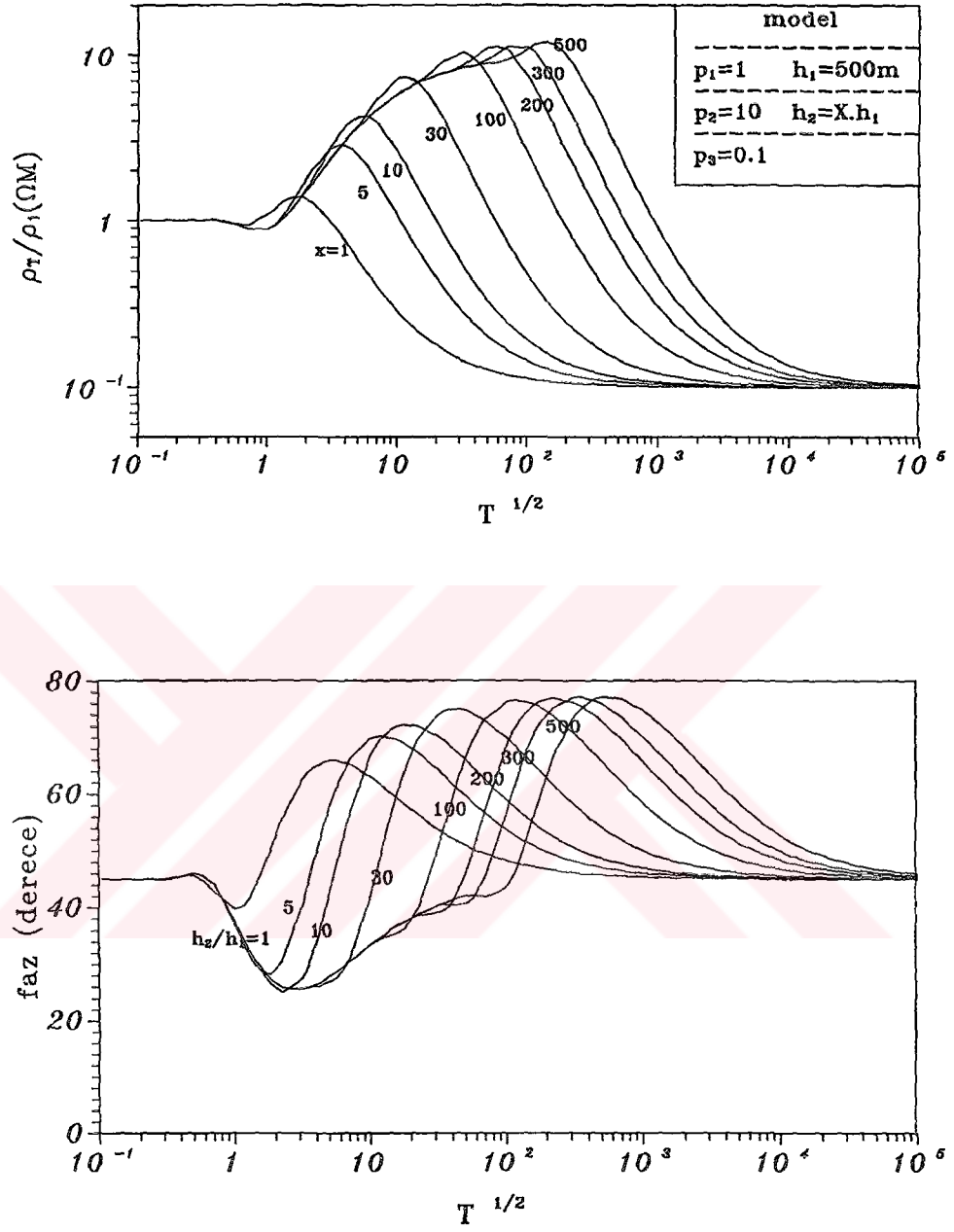
H Türü yapı: $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$

Bu tür yapılar için öz direnç ve fazın periyotla değişimi şekil 2.8-2.11 de görülmektedir. Üç tabaka görünür öz direnç eğrilerinin genel özelliklerine bakılırsa, yüksek frekanslarda $\rho_T \rightarrow \rho_1$ yaklaşır. Periyot arttıkça ikinci tabakanın etkisi büyümeye başlar ve görünür öz direnç azalır (H veya Q türü eğrilerde) veya artar (A veya K türü eğrilerde). Daha büyük periyotlarda ise görünür öz direnç en alttaki tabakanın öz direnci ρ_3 e yaklaşır. Böylece manyetotelürik eğrilerdeki maximum ve minimumlar, yer içindeki gerçek öz direnç dağılımını yansıtır.

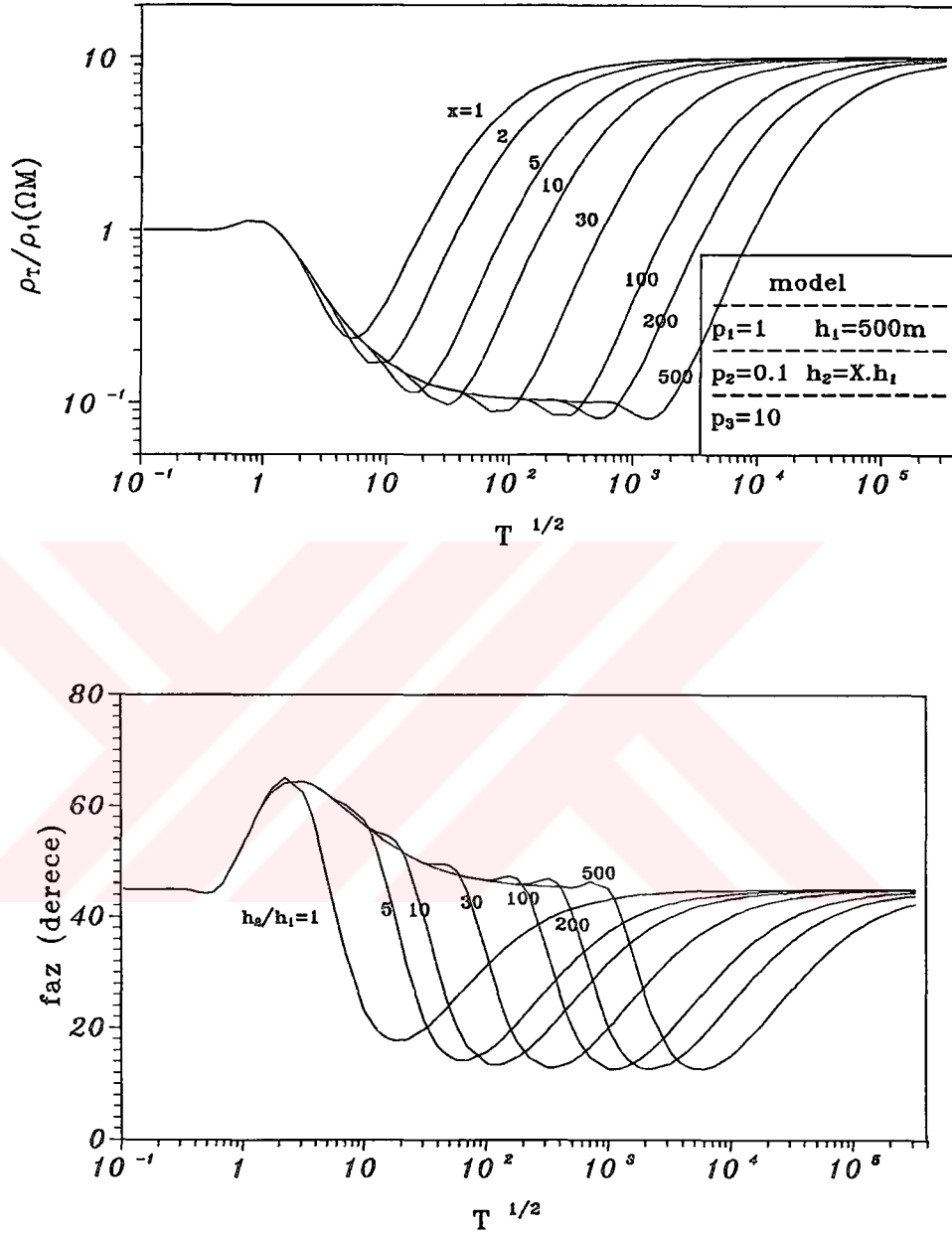
Ara tabakanın düşük öz dirence sahip olduğu H-türü öz direnci veren ortamlarda, görünür öz direnç orta periyotlarda bir minimum değere ulaşır. Ara tabakanın yüksek öz dirence sahip olduğu K-türü ortamlarda ise görünür öz direnç, orta periyotlarda maximum değerine ulaşır. A-türü eğrilerde küçük periyotlarda görülen ve birincil manyetotelürik dalga ile ikinci tabakadan yansıyan dalgaların yapıcı girişiminden oluşan küçük minimum dışında tekdüze bir artış gözlenir. Benzer şekilde Q-türü öz direnç ayrılığına sahip ortamlarda görünür öz direnç eğrileri, aynı dalgaların yok edici girişimlerinin etkisi dışında tekdüze bir azalış gösterirler.



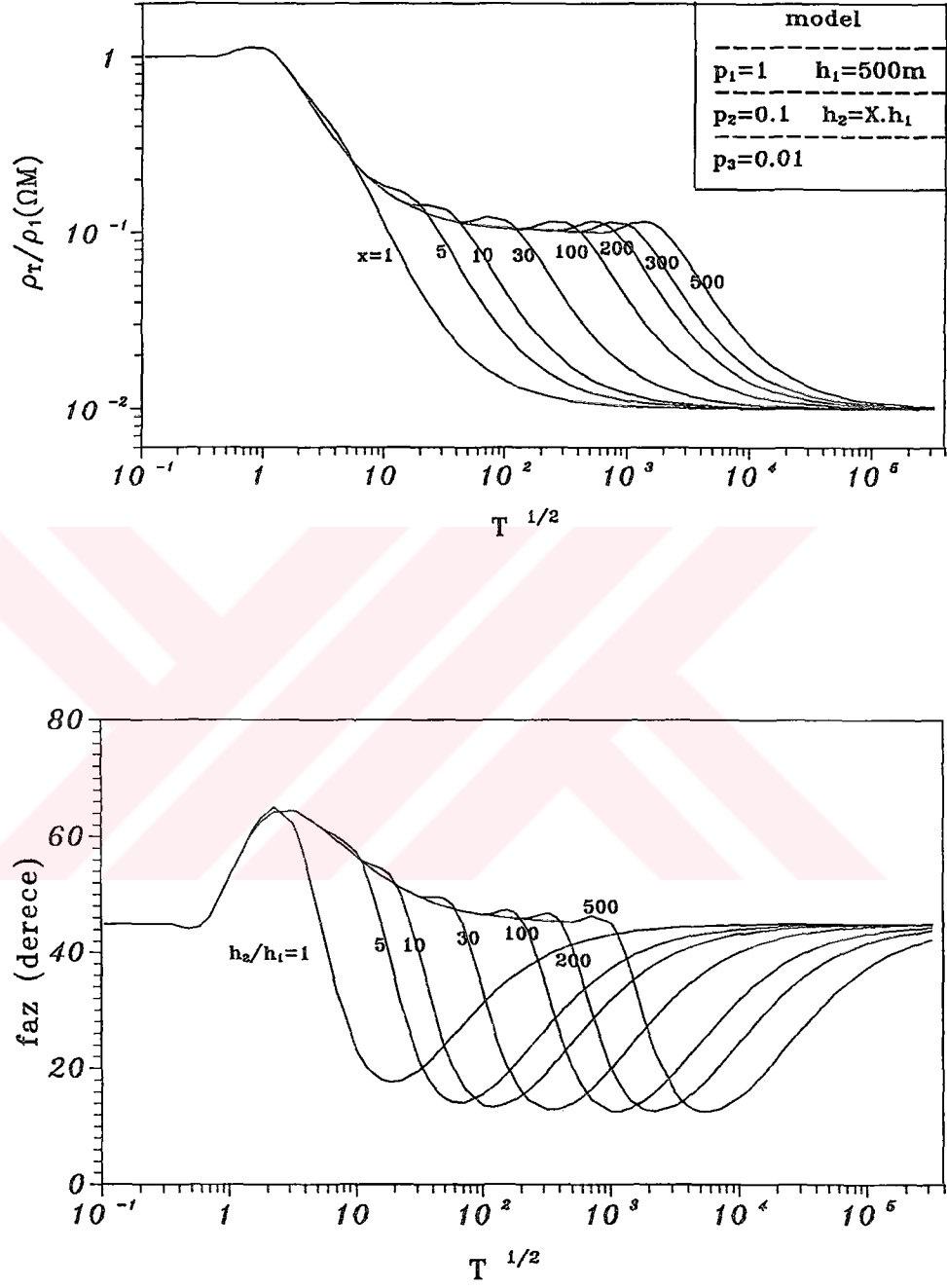
Şekil 2.8 A-türü yapıya sahip üç tabakalı yer ortamı için hesaplanmış kuramsal görünür öz direnç ve faz eğrileri



Şekil 2.9 K-türü üç tabakalı yer modellerinin kuramsal görünür öz direnç ve faz eğrileri.



Şekil 2.10 H-türü üç tabakalı yapıya ait görünür öz direnç ve faz eğrileri.



Şekil 2.11 Q-türü ortamlar için hesaplanmış görünür öz direnç ve faz eğrileri.

2.5 Karmaşık Öz dirençli Tabaka İçeren Yer Modelleri

Yeraltında özellikle jeotermal sistemlerin varlığından ve ısıtıcı kayaçdan kaynaklanan yüksek iletkenlik bölgeleri manyetotelürik yöntemle araştırılmaktadır. Jeotermal alanların aranması hakkında kullanılabilecek yöntemlerin sınırlı olması bu alanlar hakkında yorum yetersizliğine neden olabilmektedir [12].

Bu tür alanların modellenmesi sırasında manyetotelürikte ki IP etkisi, diğer bir deyişle manyetotelürik yöntem öz direnci-frekans dağılımı ilişkisi araştırılmıştır. Polarize olabilen malzemenin öz direnci bu durumda mevcut alanın frekansına karşı sabit değil, değişken bir özellikte davranır. Jeofizik uygulamalarda Cole-Cole, modeli IP karakteristik dispersiyon fonksiyonunu göstermek için en uygun tanımlama biçimidir [13].

$$d(\omega) = m \left[1 - \frac{1}{1 + (j\omega\tau)^c} \right] \quad (2.33)$$

$d(\omega)$; karakteristik dispersiyon fonksiyonudur. Burada m , τ ve c dispersiyon parametreleri olarak adlandırılır ve sırası ile yüklenebilirlik, zaman sabiti ve frekans bağımlılık sabitlerini, j ise sanallığı gösterir. Bu durumda öz direnç, frekansın fonksiyonu olarak

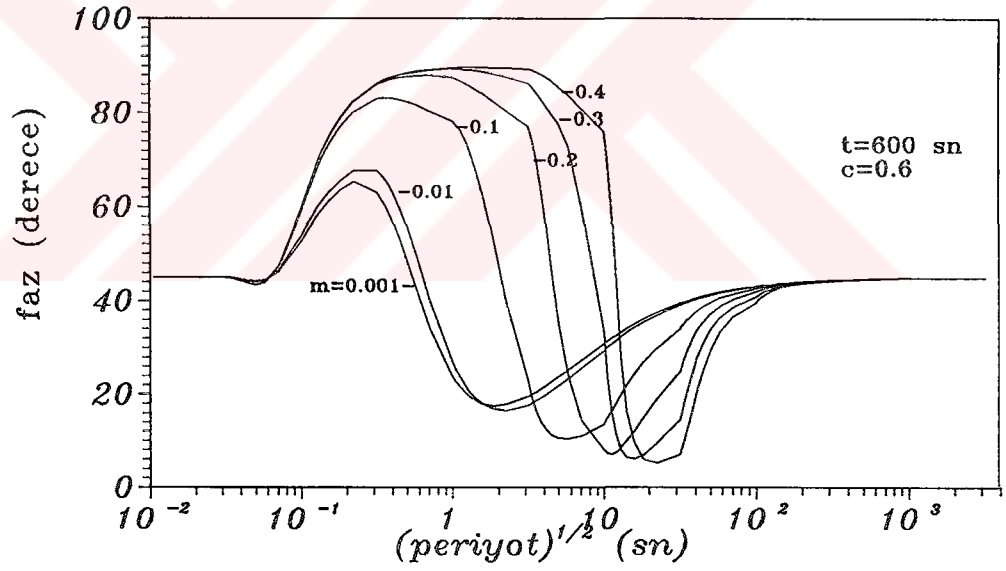
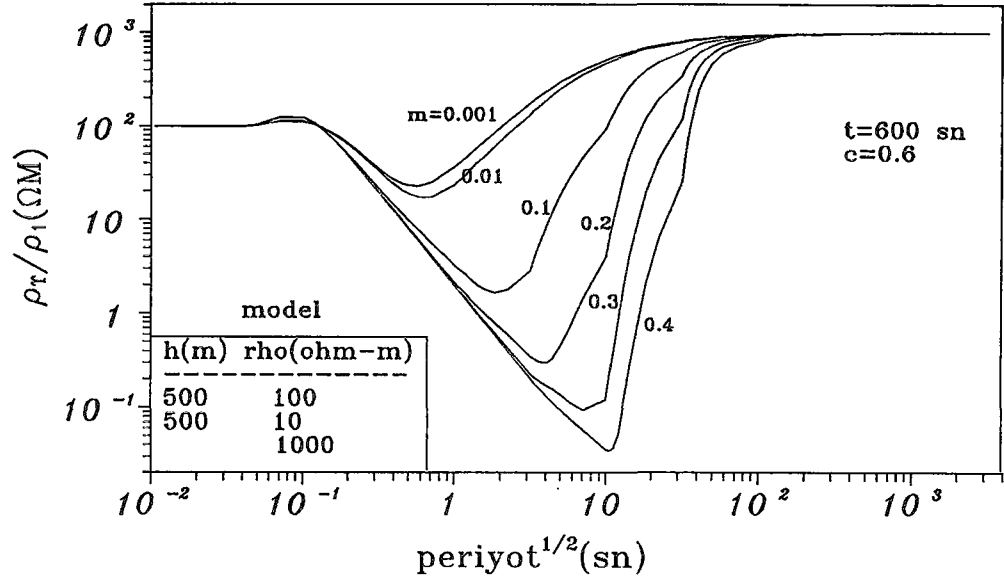
$$\rho(\omega) = \rho_o [1 - d(\omega)] \quad (2.34)$$

şeklinde gösterilir. ρ_o : sıfır frekanstaki özdirenç(DC özdirenç), ω ise açısal frekansıdır.

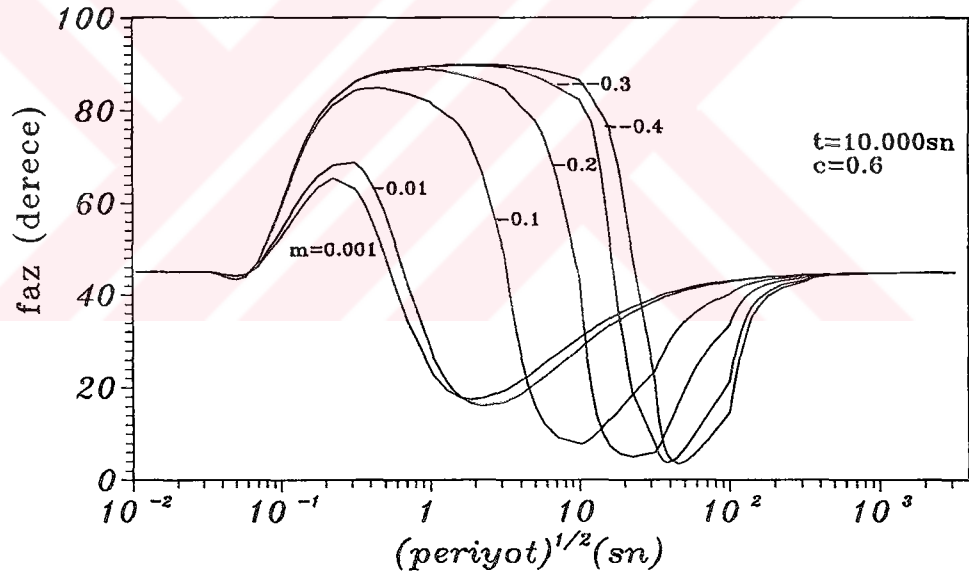
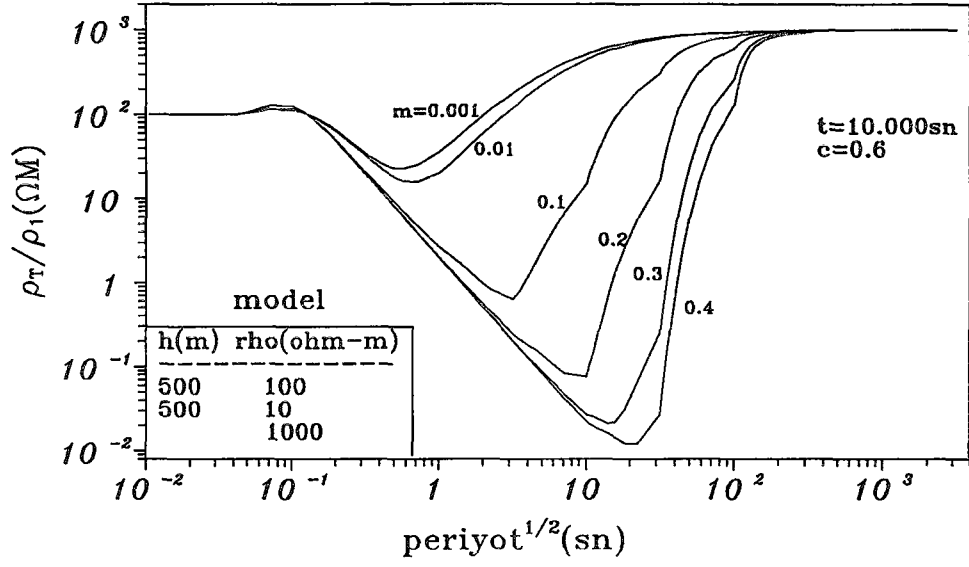
Özdirençin frekansla değişiminin manyetotelürik eğriler üzerindeki etkisi sayıdaki az sayıdaki araştırmacı tarafından incelenmiştir. Di Maio ve arkadaşları üç tabakalı yer modelini, ara tabakanın dispersif olması (özdirençin frekansla değişmesi) durumu için Cole-Cole dispersiyon modelini kullanarak araştırmışlardır [14]. Bu tez çalışması sırasında düz çözümde kullanmak üzere frekans bağımlı özdirenç hesaplayan bir fortran yazılımı yapılmıştır (Ek-2). Bu program ile, çeşitli dispersiyon parametrelerinin kullanıldığı karmaşık özdirençler (CR) (frekans bağımlı özdirençler) hesaplanmıştır. Tabakalı yer modellerinde bazı tabakaların frekans bağımlı özdirençlere sahip olduğu düşünülerek düz çözüm hesaplamaları yapılmıştır. Karmaşık özdirenç kullanılarak yapılan çalışmalardan ortaya çıkan bulgular şöyledir:

- Verilen Cole-Cole parametreleri için manyetotelürik delgi eğrisinde dispersiyon etkisi en çok H-türü yapılarda gözlenmiştir (şekil 2.12 ve şekil 2.13)
- Eğrilerdeki bozulma Cole-Cole parametreleri (dispersiyon parametreleri = m, c ve τ) büyüdükçe artmaktadır (şekil 2.15a, b, c).

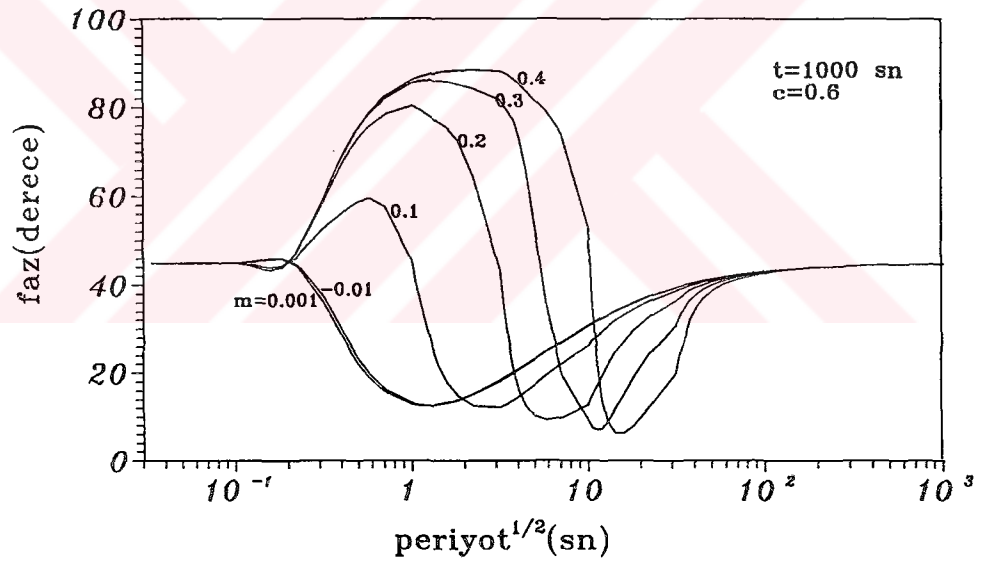
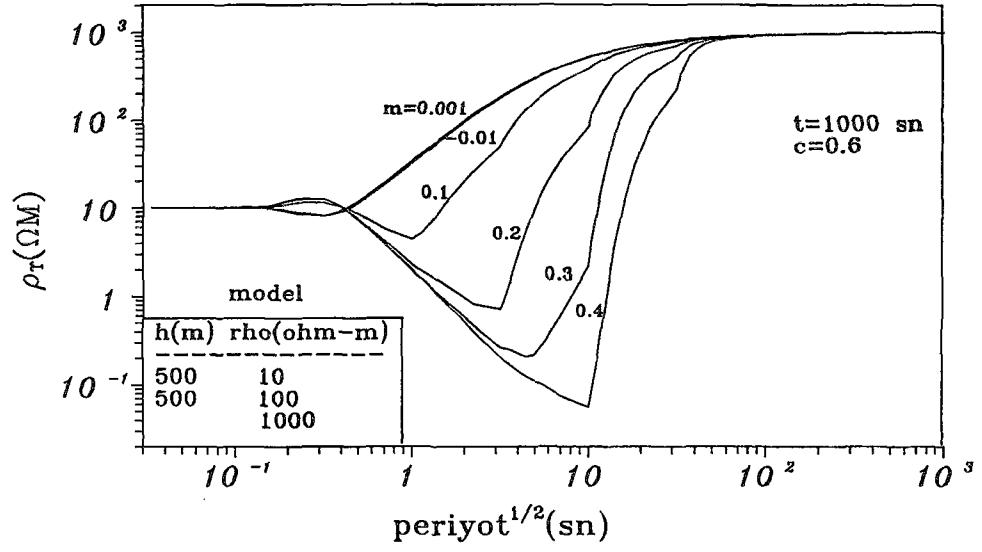
Her iki sonuç da jeotermal çalışmalarla elde edilen delgi eğrileriyle yakından ilgilidir. Yüksek sıcaklık ve hidrotermal alterasyonlar özdirenç düşürdüklerinden, gözlenmiş bir manyetotelürik verisinde H-türü görünümüler jeotermal alanların varlığına işaret edebilir. Dispersiyon parametrelerinin A-türü özdirenç dağılımına sahip yapılar üzerindeki etkisi ise şekil 2.14 de görülmektedir.



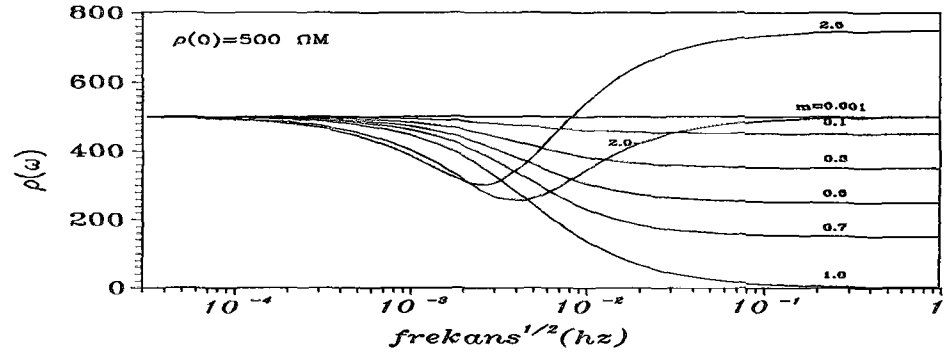
Şekil-2.12 Dispersiyon parametrelerinin H-türü yapı üzerindeki etkisi. Hesaplamalarda kullanılan yer modeli ve parametreler şekilde gösterilmiştir.



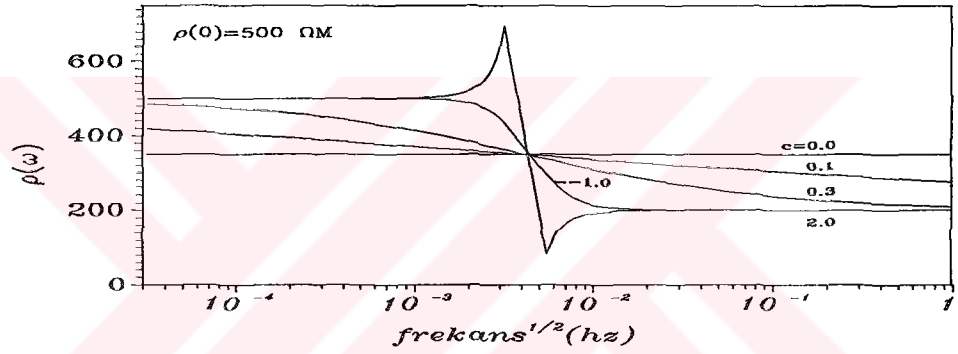
Şekil-2.13 Zaman sabitinin (τ) değişiminin görünür öz direnç ve faz eğrileri üzerindeki etkisi



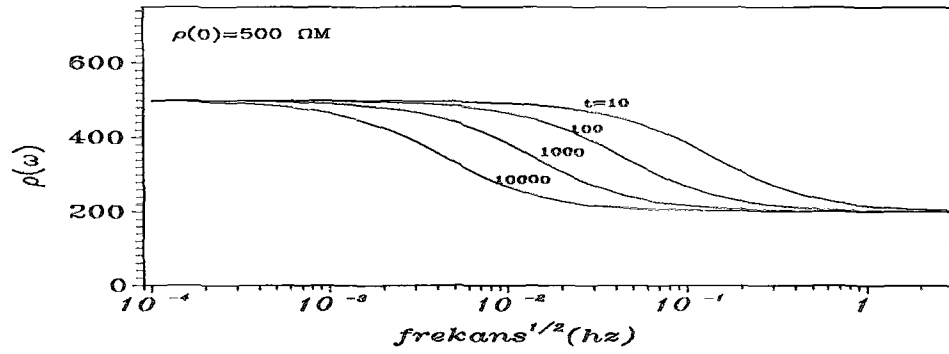
Şekil 2.14 Karmaşık öz direnç içeren A-türü yapılar için hesaplanan görünür öz direnç ve faz eğrileri



(a)



(b)



(c)

Şekil 2.15 Dispersiyon parametrelerinin özdirenc üzerindeki etkisi, $c=0.6$, $\tau=10000$ (a), $m=0.6$, $\tau=10000$ (b), $m=0.6$, $c=0.6$ (c)

2.6. Manyetotelürük Verilerin Ters Çözümü

2.6.1. Ters Çözümün Ana İlkeleri

Manyetotelürük verilerin ters çözümü doğrusal olmıyan ve çok çözümlü bir problemdir. Ters çözümün amacı gözlemsel verilerimize uyan en iyi yer altı modelini belirlemektir. Bunun sağlanabilmesi için yinelemeli işlemlerin çoğu iyi bir başlangıç modeline gerek duyarlar. Her zaman olduğu gibi çok çözümlülük nedeniyle bulunan modelin gerçek model olma garantisi yoktur.

Bir anlamda ters çözüm, frekans-özdirenç eğrisinden bir boyutlu derinlik-özdirenç fonksiyonuna geçişi sağlar. Bu bir boyutlu özdirenç fonksiyonu, özdirençin derinlikle değişimini karakterize eden tabaka kalınlıkları ve özdirenç serisinden oluşur. Bu durumda ters çözüm, eldeki manyetotelürük delgi eğrisinden en iyi derinlik-özdirenç değişimine ulaşma çabası olarak tanımlanabilir [15].

Ters çözümde izlenen yol ana hatları ile şöyledir. Bir başlangıç özdirenç-derinlik modeli seçilir. Bunun kuramsal tepkisi hesaplanır ve gözlemsel veri ile karşılaştırılır. İkisi arasındaki fark başlangıç modelinin seçimindeki yanılığı verir. Özdirenç-derinlik fonksiyonunu belirleyen parametreler değiştirilerek model tepkisi ile gözlemsel veri arasındaki fark azaltılmaya çalışılır ve kabul edilebilir bir yanılığa kadar bu işlem devam ettirilir.

Doğrusal olmıyan problemlerin ters çözümü evrişim modeli, spektral yöntem ve wiener süzgeçlemesi ile yapılır. Ancak manyetotelürük olaylar

diğer jeofizik problemler gibi doğrusal olmayan bir problemidir. Doğrusal olmayan problemler Taylor serisine açılarak ve yüksek mertebeden terimlerin ihmal edilmesiyle doğrusal hale getirilir ve çözüm sağlanır. Ters çözümde, parametrelerin bulunmasında kullanılan yöntemlerden biri de " en küçük kareler (EKK) " yaklaşımıdır.

2.6.2. Doğrusal Olmayan Problemlerin EKK İle Çözümleri

Doğrusal olmayan bir problemde gözlemsel değerler (g), düz çözüm modeli olarak bilinen doğrusal olmayan bir fonksiyon aracılığı ile model parametreleri (m) ile ilişkilidirler.

$$g = f(m) + e \quad (2.35)$$

e : hata vektörü

Burada amaç, tepkisi kayıt edilen veri ile aynı olan kuramsal bir yeraltı modeli bulmaktır. Problem bu haliyle enküçükleme problemi olarak tanımlanabilir.

Öncelikle model fonksiyonunun bir başlangıç modeli (m^*) civarında doğrusal olduğu ve birinci dereceden Taylor serisine uyduğu kabul edilirse, bu durumda ,

burada $A = \frac{\partial f(m^*)}{\partial m}$ model parametreleri ile ilgili kısmi türevler matrisi

$$f(m) = f(m^*) + \frac{\partial f(m^*)}{\partial m}(m - m^*)$$

veya

(2.36)

$$f(m) = f(m^*) + Ax$$

(Jacobian Matrix) ve $X=(m-m^*)$ parametre düzeltme vektörü, $y = g - f(m^*)$ gözlemsel değerler ile model tepkisi arasındaki farkların oluşturduğu vektördür.

g^* vektörünün ρ_a^* ve Φ_a^* gözlemsel verilerinden oluştuğu düşünülürse g^* matris formunda şöyle gösterilebilir [15].

$$g^* = \begin{bmatrix} \rho_{a,1}^* \\ \rho_{a,2}^* \\ \dots \\ \rho_{a,k}^* \\ \Phi_{a,1}^* \\ \Phi_{a,2}^* \\ \dots \\ \Phi_{a,k}^* \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} g_1^* \\ g_2^* \\ \dots \\ g_k^* \\ g_{k+1}^* \\ g_{k+2}^* \\ \dots \\ g_m^* \end{bmatrix} \quad m = 2k \quad (2.37)$$

Özdirenci derinliğin fonksiyonu olarak veren bir boyutlu bir modeli türeten ve frekansa bağlı olan gözlemsel verilerden yola çıkılır. Tabaka özdirenç ve kalınlıklarından oluşan (m) parametre vektörü şöyle gösterilebilir:

$$m = \begin{bmatrix} \rho_1 \\ \rho_2 \\ \dots \\ \rho_l \\ h_1 \\ h_2 \\ \dots \\ h_{l-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ \dots \\ m_l \\ m_{l+1} \\ m_{l+2} \\ \dots \\ m_n \end{bmatrix} \quad n = 2l-1 \quad (2.38)$$

Model parametreleri m_j ile tepkisi arasındaki fonksiyonel ilişki şu şekilde gösterilir.

$$g_i = F_i(m_j) \quad (2.39)$$

Manyetotelikte bu ilişki yüksek dereceden doğrusal değildir. Bu fonksiyon model parametreleri civarında Taylor serisine açılıp, yüksek mertebeden türevleri ihmal edilirse:

$$(g_i - g_i^*) = \sum_{j=1}^n \frac{\partial g_i}{\partial m_j} \Delta m_j \quad (2.40)$$

Bu eşitlik matris formunda $\Delta g = A \Delta m$ şeklinde gösterilir.

Burada A kısmi türevler matrisi, Jacobian matrisi veya duyarlılık matrisi

$$A_{i,j} = \frac{\partial g_i}{\partial m_j} \quad \text{den oluşur.}$$

$$g^* = \begin{bmatrix} \log \rho_a^* \\ \dots \\ \phi_a^* \end{bmatrix} \quad \text{ve} \quad m = \begin{bmatrix} \log \rho \\ \dots \\ \log t \end{bmatrix} \quad (2.41)$$

ile gösterilirse, bu durumda kısmi türevler matrisi yeniden şöyle yazılabilir.

$$A_{i,j} = \begin{bmatrix} \frac{\partial \log \rho_{a,i}}{\partial \log \rho_j} & \dots & \frac{\partial \log \rho_{a,i}}{\partial \log t_j} \\ \dots & \dots & \dots \\ \frac{\partial \phi_{a,i}}{\partial \log \rho_j} & \dots & \frac{\partial \phi_{a,i}}{\partial \log t_j} \end{bmatrix} \quad m \text{ gözlem} \quad (2.42)$$

n model parametresi

Kısmi türevlerin hesaplanmasında sonlu farklar yöntemi kullanılmıştır. Merkezi farklar kullanılmasıyla

$$\frac{\partial g_i}{\partial m_j} = \frac{\Delta g_i}{\Delta m_j} = \frac{F_i(m_j + \delta_j \Delta m_j) - F_i(m_j - \delta_j \Delta m_j)}{2 \Delta m_j} \quad (2.43)$$

burada

$$\{\delta_j\}_i = \begin{cases} 1 & i=j \\ 0 & i \neq j \end{cases} \quad (2.44)$$

Daha yukarıda gösterilen yanılğı vektörü için problem doğrusallaştırılmadan önce yanılğı enerjisi şöyle gösterilir:

$$ssq = e^T e = (Wg - Wf(m))^T (Wg - Wf(m)) \quad (2.45)$$

Problem doğrusallaştırılmış haliyle

$$\Delta g_{mx1} = A_{mxn} \cdot \Delta m_{nx1} \quad (2.46)$$

şeklini alır ve bu durumda yanılğı enerjisi

$$ssq = e^T e = (W \cdot \Delta g - W \cdot A \cdot \Delta m)^T (W \cdot \Delta g - W \cdot A \cdot \Delta m)$$

şeklinde gösterilir. En küçük kareler veya Gaus-Newton yaklaşımında $|e|^2 = e^T e$ hata enerjisinin en küçük olması aranır ve parametre düzeltme yönüne göre türevler alınıp sıfıra eşitlenerek bu sağlanmaya çalışılır.

Gözlemsel veri ile hesaplanan model tepkisi arasındaki farkların karelerinin toplamının en küçük olması "kısıtsız en küçük kareler" adını alır. Burada terslenen A Jacobian matrisi kare matristir. $A^T A$ nın determinantı sıfıra yakın veya sıfır olduğu zaman $(A^T A)^{-1}$ çok büyük

olacak ve çözüm elde edilemeyecektir. Bu tekillikten kurtulmak için:

$$\begin{aligned}\phi &= (W\Delta g - WA\Delta m)^T(W\Delta g - WA\Delta m) + \beta(\Delta m^T \Delta m - L^2) \\ &= e^T e + \beta(\Delta m^T \Delta m - L^2)\end{aligned}\quad (2.47)$$

şeklinde bir ödün fonksiyonu enküçük yapılmaya çalışılır. Enküçükleme ϕ 'nin her bir model parametre düzeltme vektörüne göre türevlerinin sıfıra eşitlenmesi ile sağlanır.

Δm artım miktarına L^2 sınırlaması koyularak artım enerjisi kontrol edilir. Bu nedenle β sönüm faktörü olarak adlandırılır. Bu haliyle yöntem sönümlü en küçük kareler adını alır.

Ödün fonksiyonunun parametre düzeltme vektörüne göre türevi alınıp sıfıra eşitlenirse:

$$((WA)^T WA + \beta I) \Delta m = (WA)^T W \Delta g \quad (2.48)$$

Burada I birim matrisi, β ise Lagrange çarpanı, Marquart faktörü veya sönüm katsayısını gösterir. $\beta=0$ ise yöntem kısıtsız en küçük kareler, $\beta>0$ ise sönümlü en küçük kareler (Marquart-Levenberg), $\beta \gg 0$ ise en dik iniş (steepest descent) yöntemlerine yaklaşır. β nın hesaplanması ile ilgili ayrıntılı bilgi bölüm 2.6.2.1 de verilmektedir.

Denklem türevi alındıktan sonra parametre düzeltme vektörü için tekrar düzenlenirse:

$$\Delta m = ((WA)^T WA + \beta I)^{-1} (WA)^T W \Delta g \quad (2.49)$$

Yinelemeli bağıntı olarak parametre vektörü

$$m^{k+1} = m^k + ((WA)^T WA + \beta I)^{-1} (WA)^T W \Delta g \quad (2.50)$$

m^k k. iterasyonda yeniden bulunan model, A ve Δg ise m^k için yeniden hesaplanan Jacobian matrisi ve fark vektörleridir.

2.6.2.1 Sönüm Katsayılarının Hesaplanması

Genelde teklik yoksa $\beta=0$ alınır. En küçükleme işlemi her iterasyon adımında β ile sağlanır. β katsayısı ise sistemin özdeğerleri kullanılarak belirlenir. Bu amaçla problemin en büyük ve en küçük özdeğerleri sırası ile 10 ve 0.1 ile çarpılarak q_l ve q_s değerleri elde edilir. Bu değerler kullanılarak, β katsayılarının hesaplanmasında kullanılacak q_k parabolü elde edilir. Bu amaçla Meju (1988) 'nın kullandığı bağıntı kullanılacaktır [17].

$$q_k = \frac{\{100q_s - q_l\} + \{q_l - q_s\}k^2}{99} \quad (2.51)$$

$$k=1, \dots, 10$$

q_k değerlerinin kareleri alınarak β_k sönüm faktörü katsayıları elde edilir.

2.6.2.2. Ölçekleme (Standartlaştırma) ve Ağırlık Matrisleri

Standartlaştırma işlemi verideki ve model parametrelerindeki belirsizliğin ortak değişim matrisi oluşturularak uygulanır. Bu şekilde oluşturulacak ağırlık matrisi diagonal bir matris olacak ve köşegenlerinde gözlemsel yanlışların (σ_i) terslerini içerecektir. Eğer bu yanlışlar Gaussian ve istatistiksel olarak bağımsız iseler diagonal matrisi o taktirde şöyle yazılabilir:

$$W = \text{Diag}(1/\sigma_1, 1/\sigma_2, \dots, \sigma_n) \quad (2.52)$$

W matrisi gözlemsel veri içindeki belirsizliği içerir ve güvenilirliği düşük olan verilerin etkisini azaltmak için kullanılır. W daha açık biçimde (2.53) de ki gibi gösterilir ve gözlemsel veriler için bazı gözlemlerin diğerlerine göre daha iyi uydurulmasını sağlar [15]. Gözlemsel verilerimizden bazılarının güvenilirliği az ise verinin bu kesimlerine büyük yanlışlar atanarak veride kayba neden olmadan etkileri azaltılabilir. Ayrıca özdirencin fazdan daha önemli olduğu kabul edilip, fazın etkisi azaltılmak istenirse aynı şekilde faza büyük yanlış değerleri atanarak etkisi azaltılabilir.

$$\begin{aligned} W_i &= [\Delta \rho_{a,i}^{-1}, \Delta \phi_{a,i}^{-1}] \\ \Delta \rho_{a,i} &= \log[\rho_{a,i}^* + sd \rho_{a,i}^*] - \log(\rho_{a,i}^*) \\ &= \log\left[\frac{\rho_{a,i}^* + sd \rho_{a,i}^*}{\rho_{a,i}^*}\right] \\ \Delta \phi_{a,i}^* &= sd \phi_{a,i}^* \\ (sd : \text{standart sapma}) \end{aligned} \quad (2.53)$$

2.6.2.3 Tekil Değer Ayrışımı (SVD)

Ele alınan problemde gözlem sayısı parametre sayısından büyükse problem aşırı tanımlı bir sistem olur. Bu durumda kare olmıyan matrislerin terslerini hesaplayabilmek için "tekil değer ayrışımı" yöntemi çok sık kullanılır.

Δm parametre düzeltme vektörü Lanczos 'un tekil değer ayrışımı metodu uygulanarak bulunabilir. Bu yöntemde A Jacobian matrisi üç ayrı matrisin çarpımı şeklinde düşünülür. Bu durumda A matrisi:

$$A_{m \times n} = U_{m \times n} \Lambda_{n \times n} V_{n \times n}^T \quad (2.54)$$

U: gözlemsel veri özvektörlerini, V parametre uzayı özvektörleri, Λ A'nın pozitif özdeğerlerini içeren diyagonal matristir. A matrisi bu haliyle $A\Delta m = \Delta g$ denkleminde yerine konulur ve gerekli düzenlemeler yapılırsa parametre düzeltme vektörü şöyle bulunur.

$$\Delta m = V \cdot \text{diag} \left(\frac{\lambda_i}{\lambda_i^2 + \beta} \right) U^T \Delta g \quad (2.55)$$

Yinelemeli bağıntıyı SVD uygulanmış haliyle tekrar yazılırsa:

$$m^{k+1} = m^k + V \Lambda_r^{-1} U^T (W \Delta g) \quad (2.56)$$

Δ_r : $A^T A$ nın bastırılmış özdeğerlerini içerir.

2.6.3. Doğrusal Olmayan Problemlerin Ters Çözümünde Kullanılan Algoritma

- 1.Adım Başlangıç modeli seçimi (m_o)
- 2.Adım m_o modelinin tepkisi, $f(m_o)$ hesaplanır.
Farkların karelerinin toplamı hesaplanır

$$ssq = \sum_{i=1}^n |wd - wf(m_o)|^2$$

Model tepkisi gözlemsel veriye uyuyorsa **DUR**.

- 3.Adım Kısmi türevler matrisi **A** hesaplanır.
- 4.Adım **A** matrisi için tekil değer ayrışımı (SVD) hesaplanır.
- 5.Adım Sönümlü en küçük kareler uygulanmaya başlar. β sönüm katsayıları hesaplanır ve 2.50 nolu yinelemeli bağıntı kullanılarak en iyi çözüm bulunmaya çalışılır.

DÖNGÜ ($k=1,10$)

β_k sönüm katsayıları 2.51 nolu bağıntı kullanılarak hesaplanır.

$$\sqrt{\beta_k} = q_k = \frac{\{100q_s - q_l\} + \{q_l - q_s\}k^2}{99}$$

DÖNGÜ SONU

$$\beta_o = 0$$

DÖNGÜ BAŞI ($i=1,11$ ve $k=11-i$)

β_k katsayılarını kullanarak $A^T A$ nın özdeğerleri sönümlenir.

$$m_i = m_o + V \Lambda_r^{-1} U^T(Wy)$$

$$ssq_i = \sum |Wd - Wf(m_i)|^2$$

hesaplanır.

Eğer $ssq_i > ssq$ veya $ssq_i > ssq_{i-1}$ ise

en iyi çözüm = m_{i-1} **DUR.** Diğer durumda

en iyi çözüm = m_i

DÖNGÜ SONU

- 6.Adım 5.adımda bulunan model yeniden iterasyona gönderilir
7.Adım 2.adıma git.

1.adımda model parametreleri tabaka kalınlıkları ve öz dirençlerden oluşur. 2. adımda genellikle görünür öz direnç ve fazdan oluşan tababakalı yer altı modelinin tepkisi ile gözlemsel veri karşılaştırılır. Görünür öz direnç değerleri log-normal dağılım gösterdiklerinden ve geniş bir aralıkta değerlerle karşılaşıldığından orijinal veriler yerine logaritmaları kullanılır. Görünür öz direnç için bölümde 2.6.2.2 de ayrıntılı açıklanan gözlemsel yanlışlar tanımlanır [15].

$$\sigma_i = \log(d_i + \sigma_i^0) - \log(d_i)$$

σ_i^0 : gözlenen standart yanlış

3. adımda kısmi türevler, sonlu farklar kullanılarak (logaritmik farklar) hesaplanmıştır. Kısmi türevler matrisi A 'nın her sütunu katsayılarının karelerinin toplamının karekök ortalaması ile ölçekleme yinelemeli işlemde yakınsamada hızlilik sağlayacağından arzu edilir [16].



BÖLÜM 3. ERZİNCAN'DA ALINAN MANYETOTELÜRİK VERİLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ

Erzincan ovası, Kuzey-doğu Anadolu'da $39^{\circ}15'-39^{\circ}50'$ boylamları ile $39^{\circ}32'-39^{\circ}52'$ enlemleri arasında yer almaktadır. Kuzeybatı-Güneydoğu yönünde 45-50 km uzunluğunda, 5-20 km genişliğinde uzanmaktadır. Ova deniz seviyesinden itibaren 1270-1140 m kotları arasında yer alır. Kuzeyde yükseklikleri 3000-3500 m yi aşan Çimen, Kesiş Dağları ile, güneyden Munzur Dağlarının doğu ucunu oluşturan ve yükseklikleri 3500-4000 m'yi aşan Tayran, Mercan, Bakır dağları ile sınırlanmıştır.

3.1. Erzincan çevresinin jeolojisi

Erzincan ve çevresi, Türkiye'nin jeolojik açıdan en karmaşık bölgelerinden biridir. Bölge bu yapısını Mesozoyik başından Tersiyer ortasına kadar süren farklı okyanus açılma ve kapanma dönemlerinde kazanmıştır. Günümüzde, farklı suture kuşaklarının birbirine kavuştuğu bir jeolojik düğümün üzerinde bulunan Erzincan'ın jeolojisi, şehrin içerisinde bulunan ovanın açılmasına neden olan, genç yanal atımlı fayların etkisiyle daha da karmaşık hale gelmiştir. Erzincan ovası tabanı yaklaşık 25, tavanı yaklaşık 50 km uzunluğunda bir yamuk şeklindedir ve bölgedeki yanal atımlı fayların ortaklaşa etkisiyle gelişmiş bir "PULL-APART (çek ayır)" havzadır.

Ovanın kuzey ve güneyinde farklı jeolojik birimler yer almaktadır. Kuzey alanlarda bölgenin görülür temelinde, ofiyolitik ve metamorfik kayalar vardır. Ofiyolitler serpantinit, serpantinleşmiş peridotitler ve daha seyrek olarak da mafik kayalarla temsil edilir. Bunlar düşük dereceli metamorfik kayalarla birlikte dilimlenmişlerdir [18].

Bu temel, ofiyolit ve metamorfik çakıllı bir taban konglomerası ile başlayan bir istif tabanı ile örtülür. Bu istifin tabanındaki kumtaşı ve konglomeranın üstünde açısız bir uyumsuzlukla alt kretase yaşlı sığ denizel kireçtaşları bulunur. Bunlar ise daha üstteki ince tabakalı mikritik derin denizel alt kretase yaşlı çörtlü kireçtaşlarına geçerler. Bu çökel istif gerek doğu karadeniz bölgesinde gerekse Tokat masifinde görülen yeşil çökellerin eşdeğeridir ve pasif bir kıta kenarının gelişimini göstermektedir. İstif kuzeyde Çimendağ Napı olarak bilinen üst kretase ofiyolitik melanji tarafından bir şaryajla örtülmektedir.

Erzincan ovasının güneyinde görülür en alt birim olasılıkla allokton birkaç birimden oluşan bir karbonat istifidir. Bu istifin üzerinde uyumlu olarak duran Üst Kampaniyen yaşlı pelajik mikritik kireçtaşları vardır. Munzur karbonatları adıyla bilinen ve Toros kuşağına ait olan bu karbonatlar Turoniyende hızla derinleşen bir karbonat platformunun varlığını belirtmektedir. Bu birimler üzerine ofiyolitler yerleşmiştir. Böylece ofiyolit blokları derin denizel çökeller gelişmiştir (Şekil 3.1).

Kuzey alanlarda Eosen, güneyde ise paleosen ve eosen yaşlı sığ denizel kırıntılar bu farklı kayaları ortaklaşa örtmektedirler. Alt miyosen ise tüm bu birimleri diskordan olarak örten çok sığ denizel ve zaman

zaman da karasal kırıntılı, karbonat ve evaporitlerden oluşur.

Alt Miyosen'e kadar yaştaki kayalar Erzincan çevresinin paleotektonik dönemdeki evrimini yansıtmaktadırlar. Kuzey alanların temelinde bulunan ofiyolitik ve metamorfik kayalar Paleotetis okyanusunun artıklarıdır. Paleo-Tetis, Triyas sonunda kapanmış, artıkları üzerinde Neo-Tetis'in kuzey kolu Liyas'tan itibaren açılmaya başlamıştır. Liyas'tan erken Kretase başına kadar süren dönemde bölgede gerilme rejimi hakim olmuş, Pontidlerin güneyinde Neo-Tetis'in kuzey koluna (Ankara -Erzincan okyanusu) bakan pasif bir kıta kenarı gelişmiştir. Bu okyanus Üst Kretase başından itibaren kuzeye doğru dalarak tüketilmiştir.

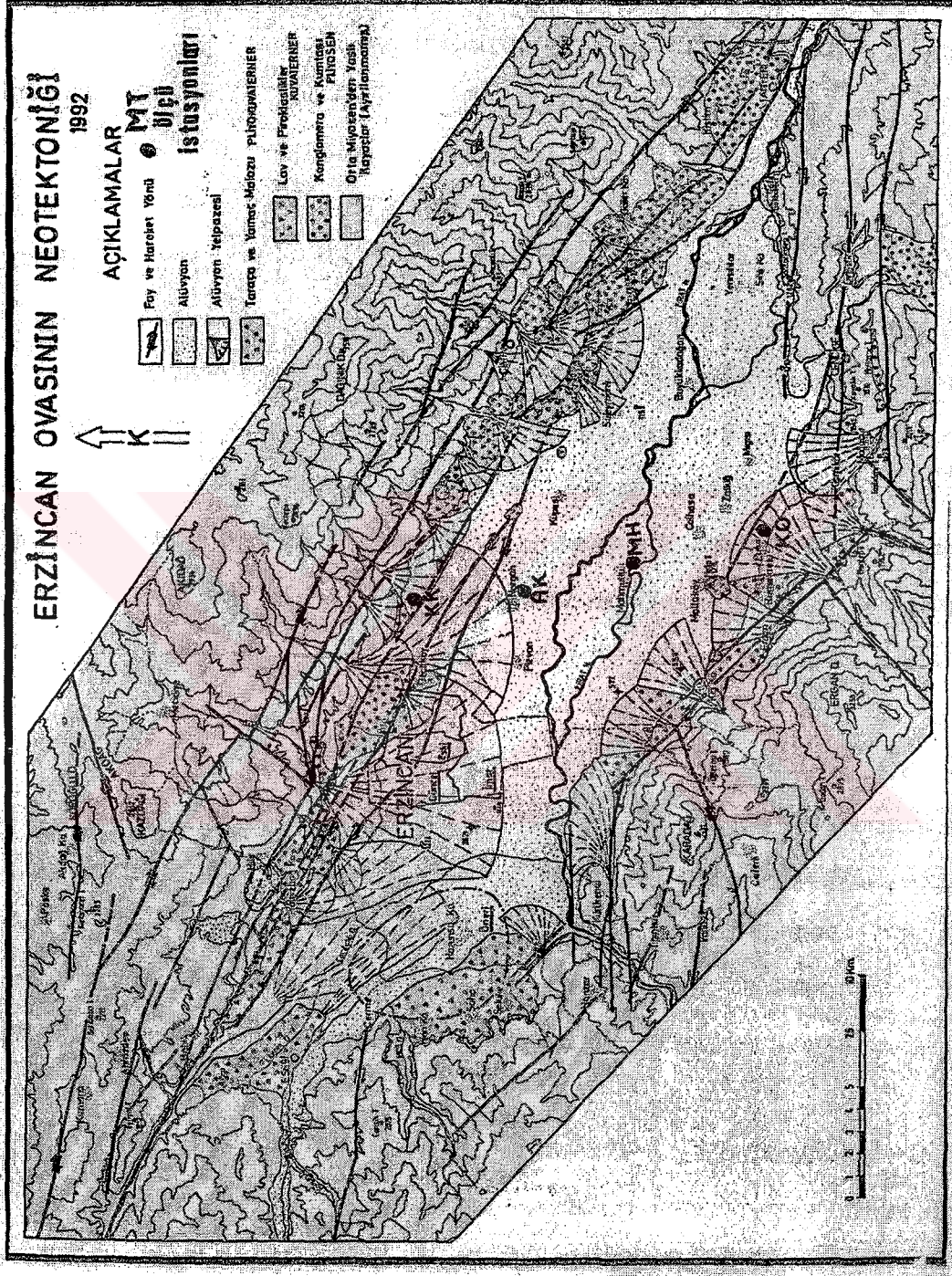
Güneydeki Toros kuşağında Neo-Tetis, Paleozoyik'ten beri mevcut olan karbonat platformunun riftleşmesi yolu ile Triyasta açılmaya başlamış, ancak bölge Senomaniyen'e kadar bu okyanusa bakan kıtanın sığ platform kesiminde kalmıştır. Turoniyen'de İç Toros okyanusundan platform üzerine ilerleyen ofiyolit naplarının etkisiyle bölge derinleşmiş, Kampaniye'n'de bu napların önünde ofiyolit blokları gelişmiştir.

Neo-Tetis' in bu iki kolu da Maastrichtiye sonunda kapanmıştır. Bölgedeki Paleosen yaşlı kayalar kuzeyde yoktur, güneyde ise sığ denizel niteliktedir. Eosen tüm birimleri örtmektedir. Üst Kretase başından itibaren şiddetle sıkışan bölge Eosen sırasında zayıf bir gerilmenin etkisinde kalmış, ancak bu çökelimin hemen ardından yeniden sıkışmaya başlamıştır. Aynı olay Alt Miyosen'de de gerçekleşmiştir. Böylece bölgedeki Alt Miyose ve yaşlı kayalar şiddetli bir ters faylanmanın etkisinde kalmışlardır.

Alt Miyosen denizinin bölgeden çekilmesinden sonra yanal atımlı faylar etkili olmaya başlamıştır. Bundan sonra bölge yeni bir tektonik rejimin etkisi altına girmiş ve neotektonik dönem başlamıştır.

Erzincan ovası ve çevresinde hemen hemen yaşıt, ancak farklı doğrultularda üç grup yanal atımlı fay bulunmaktadır. Bunlardan kuzeydeki Kuzeydoğu Anadolu Fayı, Karadeniz dağ sırasını güneyden sınırlayan sol yönlü doğrultu atımlı bir faydır. İkinci fay sistemi Erzincan ovasının kuzey ve güneyinde geniş bir zonda izleri görülen Kuzey Anadolu Fay sistemidir. Bu sağ yönlü doğrultu atımlı fay sistemi Erzincan Ovasına ovanın güneydoğu köşesinden girer, ova içerisinde ve güneyinde sona erer. Fayın bir diğer kolu bir fay zonu halinde ovanın kuzey sınırında görülür. Ters atım bileşenine de sahip fayların egemen olduğu bu zon ise ovanın kuzeybatısında sona ermektedir. Bunun bittiği yerin hemen kuzeyinde başlayan yeni bir kol ise kuzeybatıda Reşadiye'ye doğru uzanır. Erzincan ovasının güneyinde de yanal atımlı faylar mevcuttur. Ova çevresindeki üçüncü fay ise Erzincan ovasından Ovacık ilçesine doğru kuzeydoğu güneybatı yönünde uzanan sol yönlü doğrultu atımlı fay sistemidir.

Erzincan ovası bugünkü morfolojisini bu fay sistemlerinin etkisi altında kazanmıştır. Havza kenarlarının faylarla yükseltilmesi, havzanın ise rölatif olarak çökmesi sonucu çok geniş alüvyal yelpazeler gelişmiştir. Fayların oluşturduğu zayıflık zonlarına bağlı olarak havza sınırlarından çıkan genç volkanitler ovanın kenarında sivri tepecikler oluşturmaktadır. Bunun yanı sıra dere ötelenmeleri, heyalanlar, mineralli su kaynakları gibi çok sayıda faya bağlı unsurlar da ova içerisi ve çevresinde yaygınca



Şekil 3.2 Erzincan ve çevresinin jeolojisi (Öztaş T., Tüysüz O.) ve MT ölçü istasyonları

izlenmektedir (Şekil 3.2).

3.2. Manyetotelürük Ölçülerin Alınması

13 Mart 1992 yılında Erzincan'da meydana gelen yaklaşık 6.8 şiddetindeki deprem sonrası bölümümüzde yürütülen bir proje çerçevesinde bölgenin jeofizik araştırmasının yapılması planlanmıştır. Depremi izleyen birkaç gün içerisinde başlayarak yaklaşık 3 ay süren sismolojik ölçmelerden sonra aynı yılın yaz aylarında, Erzincan'da havzanın yer elektriksel yapısını belirlemek (özellikle havza alüvyon kalınlığı) amacı ile çeşitli noktalarda manyetotelürük (MT) ölçüler alınmıştır. Havzayı yaklaşık Kuzey-Güney yönünde kesen iki doğrultudaki sekiz ölçü noktasından dört tanesinde alınan MT kayıtları, Elektrik ve manyetik alan bileşenlerini gösterecek biçimde şekil 3.3-3.10 de verilmiştir.

Ölçüler K. Köşküler, Akyazı, Mahmutlu ve Konakbaşı mevkieinde 0.002-25 Hz frekans aralığında alınmıştır. Endüstriyel gürültüler, yüksek gerilim hatları ve trafik nedeniyle yüksek frekanslarda elektromanyetik alan bileşenlerini algılamak zorlaşmaktadır. Bu nedenle Akyazı'da 1-25 Hz aralığında kayıt alınamamıştır.

Doğrultuların boyu 15 km civarında ve Erzincan havzasını Kuzeyden Güneye doğru ortadan kesmektedir (Şekil 3.2). İki nokta arası 4-5 km civarındadır.

Erzincan ovasının kuzey yamacında yer alan K. Köşküler ve

Güneyinde yeralan Konakbaşı ölçü noktaları alüvyon konileri üzerinde yer almaktadır. Daha önce DSI'nin bu bölgelerde yaptığı elektrik öz direnç çalışmalarına göre bu alüvyon konileri yer altı suyu taşıyan akifer durumundadırlar. Erzincan havzasının diğer kesimlerinde genelde gevşek malzemeli kum, kil, çakıl'dan ibarettir.

Akyazı'da manyetik alan bileşenleri yalnızca 1-25 Hz frekans bandı için kaydedilebildiğinden bu frekans aralığı için görünür öz direnç değerleri elde edilememiştir. Mahmutlu'da ise 1-25 Hz frekans aralığında MT bileşenlerinden yalnızca Ex ve Hy bileşenleri algılanabilmiştir.

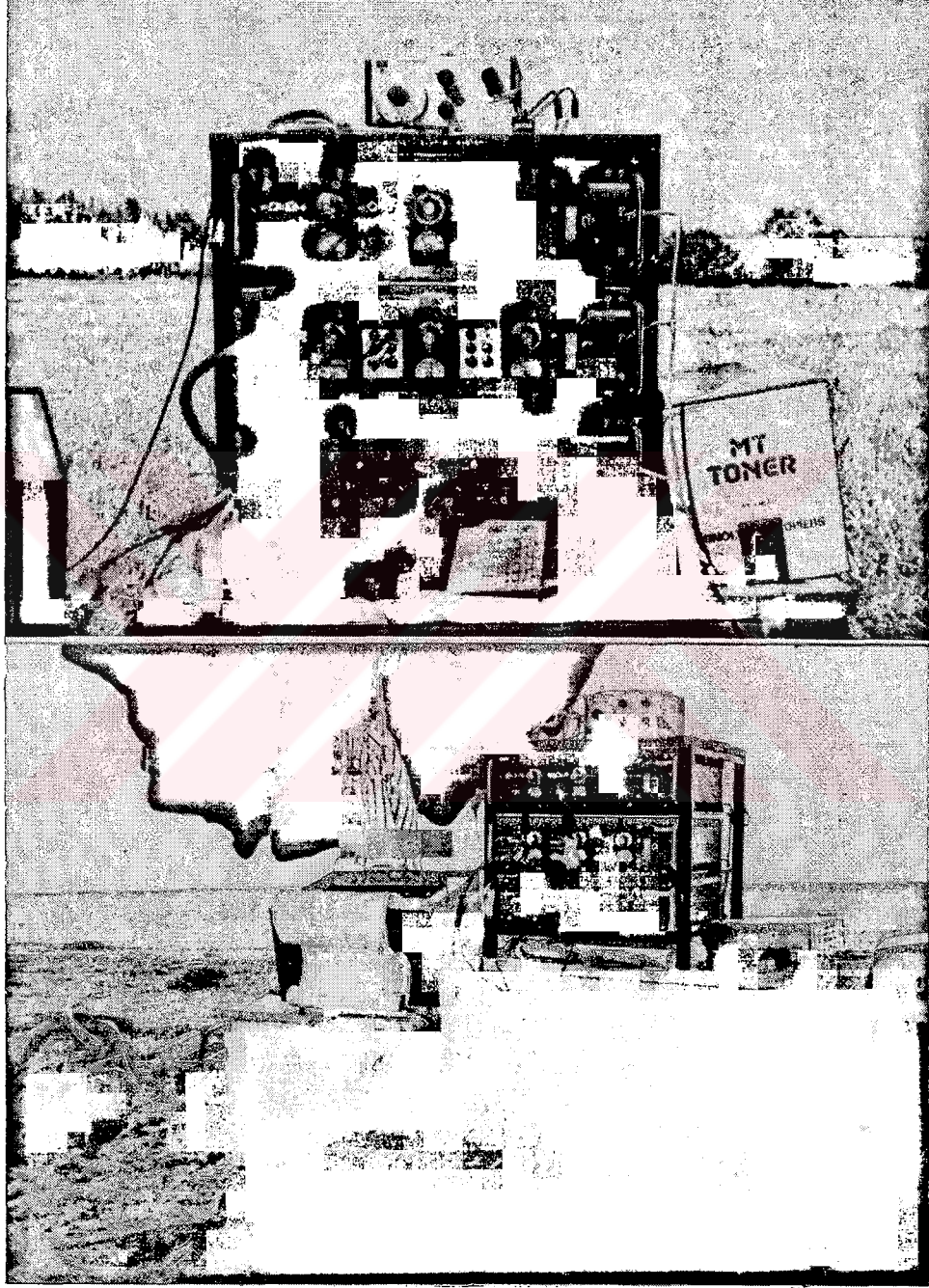
Şekil 3.2 ve Şekil 3.2 de verilen haritalarda lokasyonları gösterilen, manyetotelürik ölçülerin alındığı noktalarının kotları, enlem ve boylamları ile ölçü tarihlerini veren bilgiler Tablo 3.1 de verilmiştir.

Tablo-3.1 Ölçü noktalarının yerler ve ölçü tarihleri

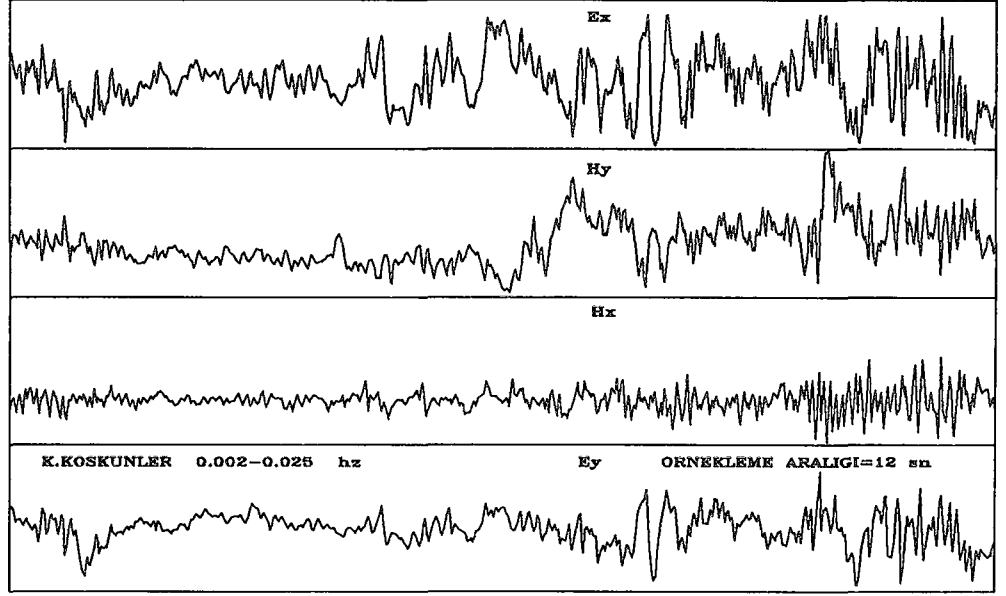
	Enlem	Boylam	Tarih	Kotu(m)
K.Köşkünler	39°45'40"	39°32'40"	20.9.1992	1500
Akyazı	39°43'00"	39°33'30"	19.9.1992	1100
Mahmutlu	39°40'15"	39°34'45"	17.9.1992	1100
Konakbaşı	39°36'20"	39°36'30"	18.9.1992	1350

Sistem ile elektrik ve manyetik alanın 0.002-25 Hz aralığında ikişer bileşeni (E_x, E_y ile H_x, H_y) sürekli biçimde kaydedilmiştir. Veriler analog olarak 6 kanallı bir Gould Brush 260 kayıtçı ile kağıt üzerine sürekli

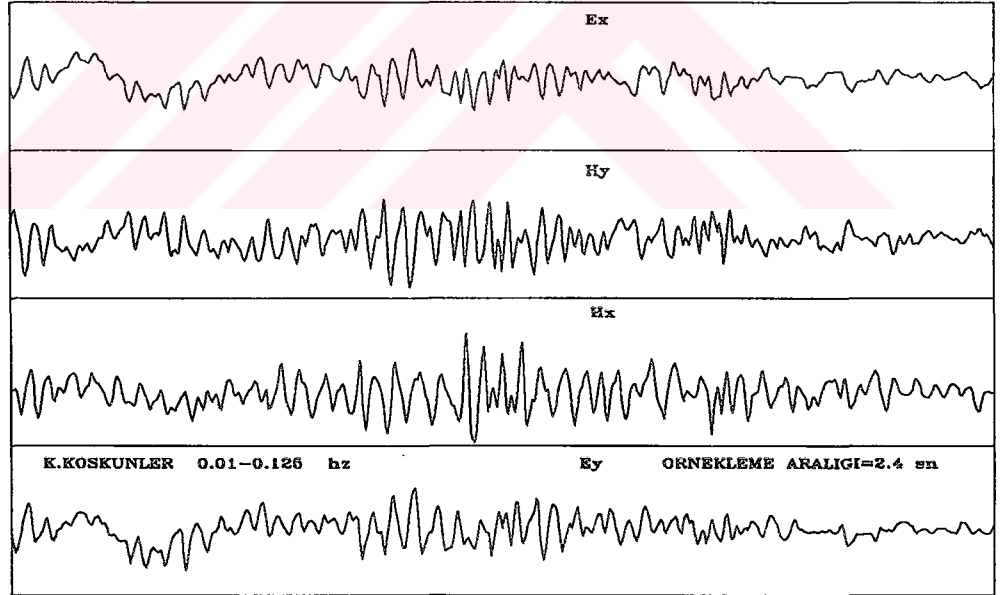
olarak alınmiştir. Aynı zamanda istasyonlardaki MT ölçümler sırasında sınırlı olarak da sayısal kayıt alınabilmektedir.



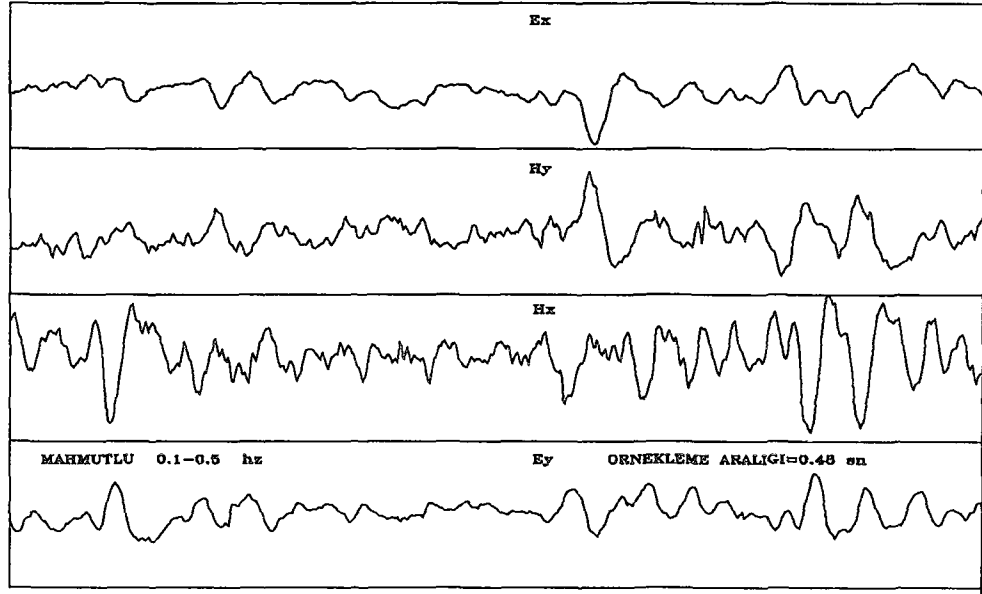
Manyetotellürik kayıtların alındığı ana sistem, kayıtçı ve yardımcı malzemeler yukarıda görülmektedir.



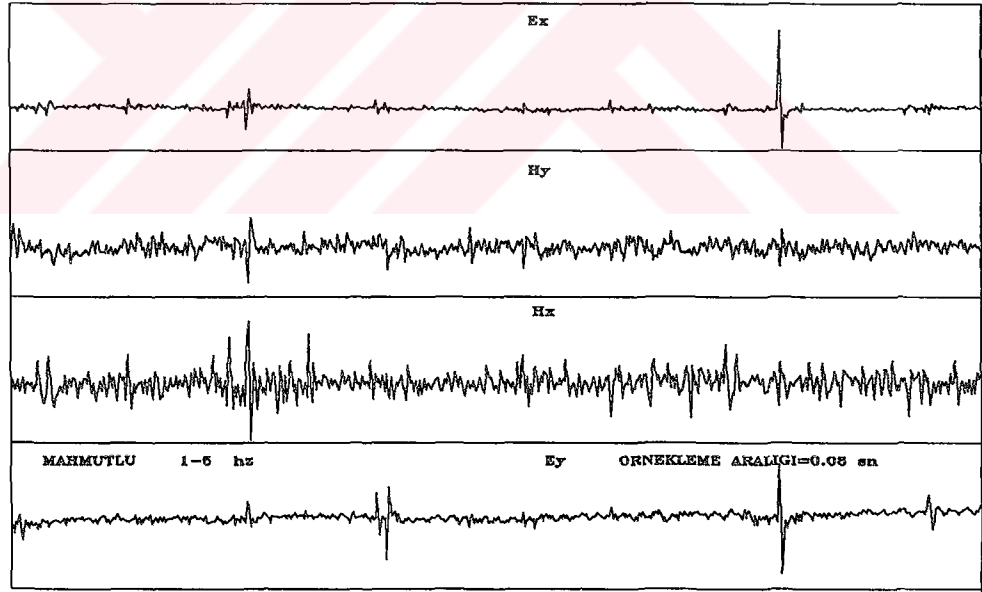
Şekil 3.3 K. Köşkülerde 0.002-0.025 Hz frekans aralığında alınmış kayıt örneği.



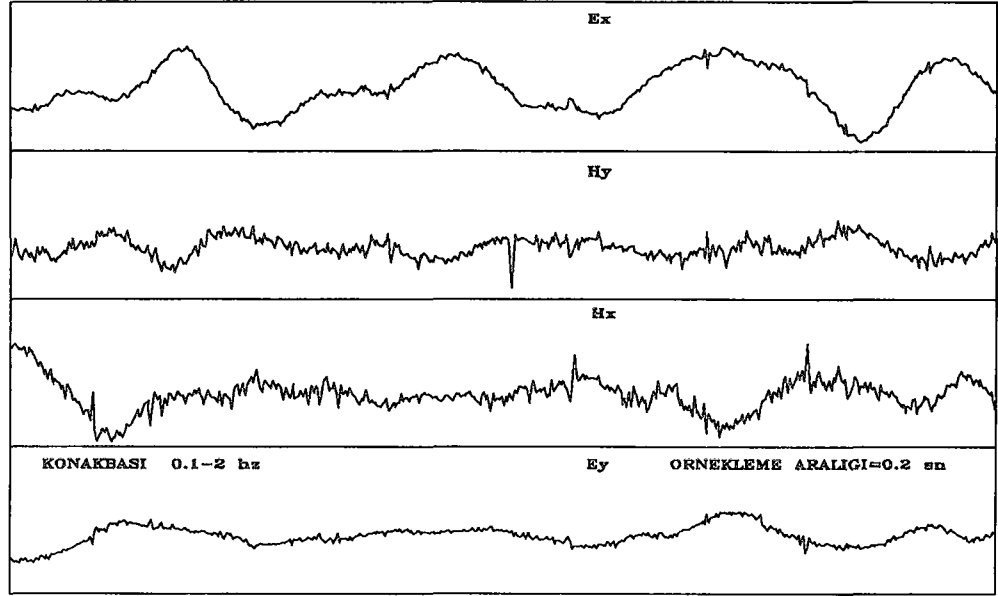
Şekil 3.4 K.Köşküler'de 0.01-0.125 Hz frekans aralığında alınan kayıt.



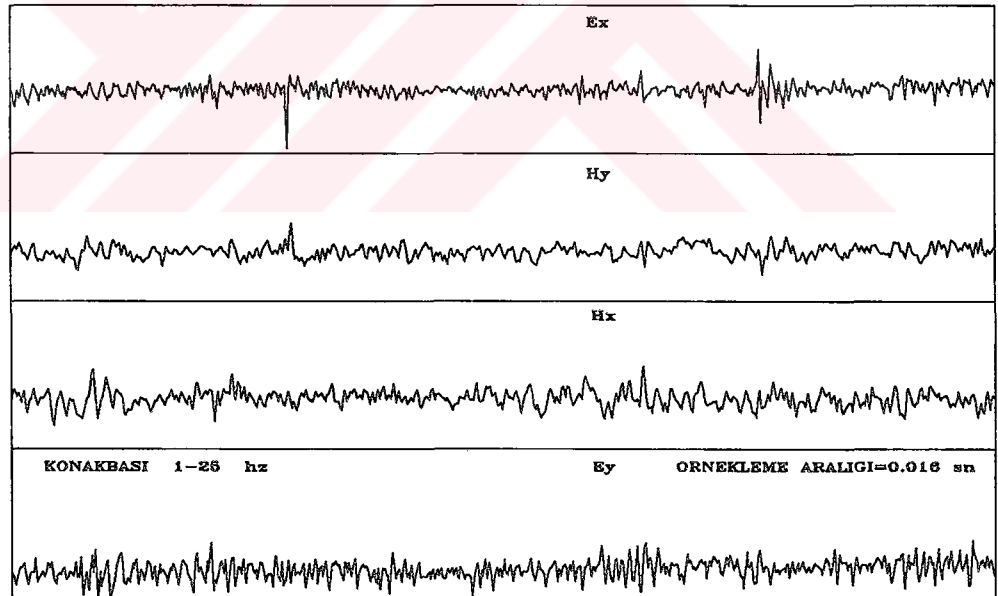
Şekil 3.5 Mahmutlu istasyonunda 0.1 - 0.5 hz frekans aralığında alınmış kayıt.



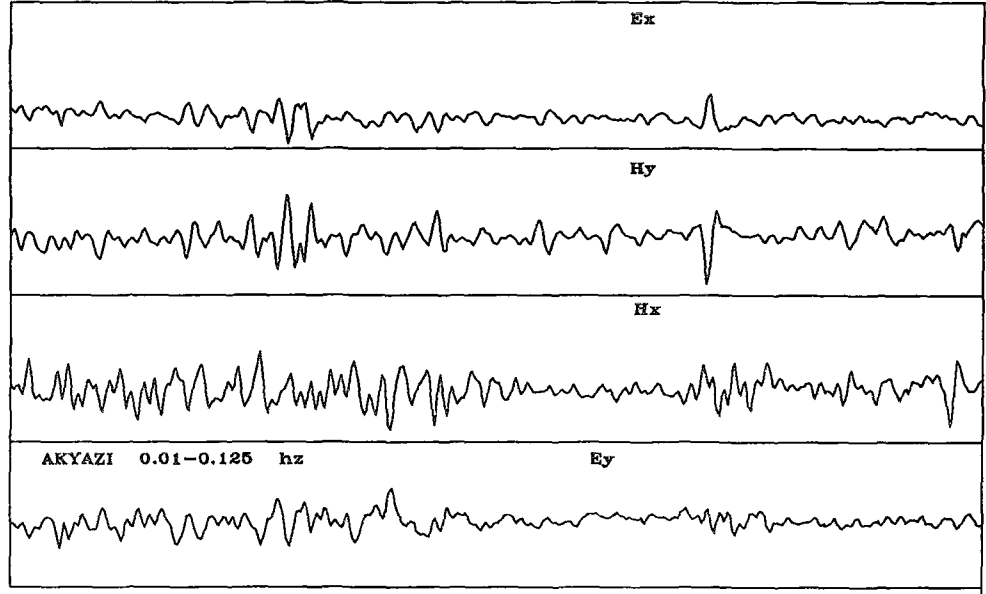
Şekil 3.6 Mahmutlu 1 - 5 hz frekans aralığında alınan kayıt.



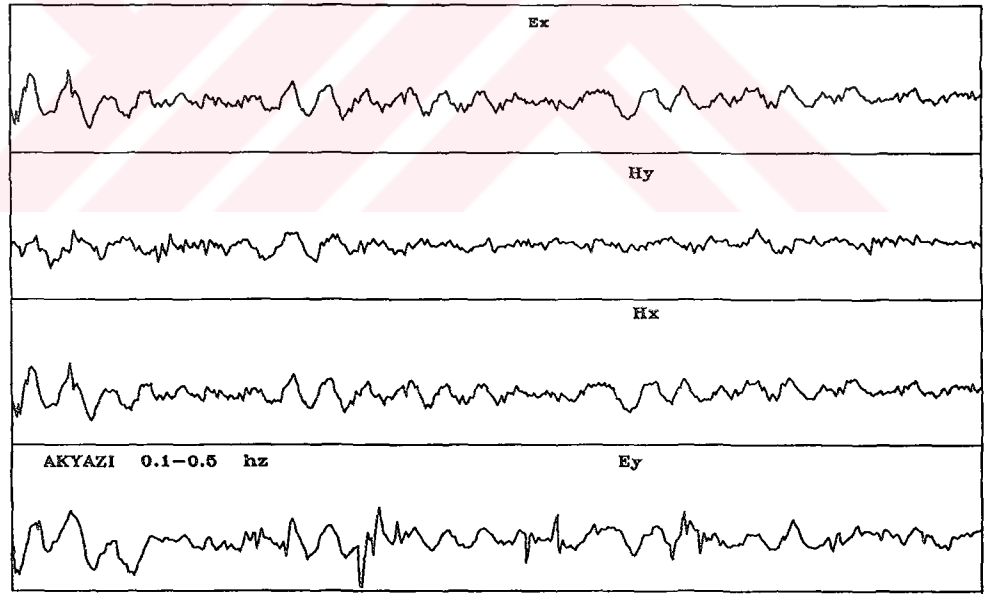
Şekil 3.7 Konakbaşı'nda 0.1 - 2 hz frekans aralığında alınmış kayıt örneği.



Şekil 3.8 Konakbaşı istasyonuna ait 1-25 hz frekans aralığına ait kayıt.



Şekil 3.9 Akyazı istasyonu 0.01-0.125 hz frekans bandına ait kayıt.



Şekil3.10 Akyazı istasyonu 0.1-0.5 hz frekans bandına ait kayıt.

Elektrik alan bileşenlerinin alınması için birbirine dik iki doğrultuda 100'er metre kadar açılarak iki çift kurşun elektrot (Pb-PbCl_2) kullanılmıştır. Elektrotlar, sıcaklık değişimlerinden, rüzgarın ve güneş ışınlarının etkisinden korunması için 20-30 cm derinliğinde açılan çukurlara gömülerek üstleri koruyucu plastik kapağı ile kapatılıp toprak ile örtülmüşlerdir. Elektrotların yer ile temas kalitesini belirlemek amacıyla E_x ve E_y dipollerini oluşturan elektrotlar arasında sayısal multimetre ile ayrı ayrı direnç okumaları (Ohm olarak) yapılmıştır. Bu okumalarda 50 kOhm ve aşan değerler elektrotların iyi yerleştirilmediğine işaret eder. Yine aynı elektrotlar arasındaki gerilim farkları (milivolt olarak) yerleştirilmelerinden yaklaşık 0.5-1.0 saat sonra MT ölçülerinden önce okunarak not edilmiştir. Bu okumalarda 25 mV ve onu aşan değerler elde edildiğinde elektrotların yenileriyle değiştirilmeleri gerekir [20]. Proje çalışmaları sırasında MT ölçüleri alınırken okunmuş bu gerilim ve elektrot temas (kontakt) dirençleri Tablo 3.2'de verilmiştir. Tabloda parantez içinde verilen değerler enson MT ölçüsünü izleyen zamanda okunmuştur. Tablodaki değerlere göre gerek kullanılan elektrotların (gerilim değerlerine göre) ve gerekse toprağa yerleştirilme kaliteleri çok iyi olarak belirlenmiştir. Aksine olan okumaların MT ölçülerindeki E-bileşeninde bir gürültüyü sonuçlayacağından yukarıda belirtilen konulara özen gösterilmiştir.

Manyetik alan bileşenlerinin algılanması için yaklaşık 1 m boyunda ve 32000'i aşkın sargıdan oluşan birbirine dik yerleştirilmiş iki indüksiyon tipi manyetometreler (algılayıcı bobinler) kullanılmıştır.

Elektrik ve manyetik alan algılayıcılarından gelen sinyaller ön ve art yükselticilerden geçirilerek güçlendirildikten sonra kayıtçıdan

alınmışlardır.

Tablo 3.2 MT ölçü noktalarında elektrik dipollerin hazırlanması sırasında okunan elektrot iç gerilim ve kontak direnç değerleri

ÖLÇÜ NOKTASI	Elektrot İç Gerilimi(mV)		Kontak Direnci(Ohm)	
	E(NS)	E(EW)	R(NS)	R(EW)
K.KÖŞKÜNLER	8.3(11.72)	13.72(13.93)	2360	2280
AKYAZI	2.1(0.3)	0.79(0.17)	705	829
MAHMUTLU	5.27(6.49)	5.38(6.57)	438	309
KONAKBAŞI	3.35(3.6)	15.85(18.86)	2690	1580

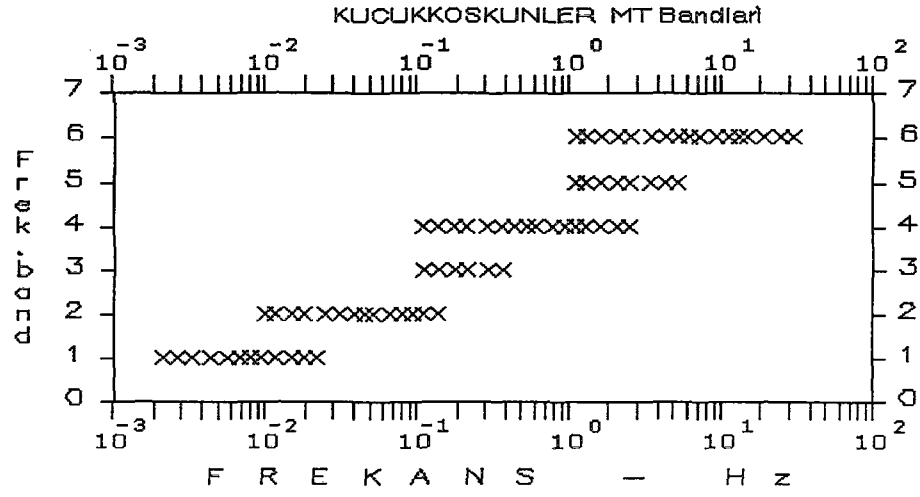
Kuzey-Güney ve Doğu-Batı doğrultusunda olmak üzere birbirine dik yerleştirilen elektrik ve manyetik alan algılayıcılarından gelen kablolar bir merkez noktasında toplandıktan sonra yaklaşık 150 m uzaklıktaki sisteme bağlanmışlardır. Ayrıca bu algılayıcılardan gelen kablolar çeşitli noktalarından toprak ve taş ile sabitleştirilerek ek gürültülerin etkisinden kurtulmaya çalışılmıştır. Ölçümler süresince günde bir istasyonda kayıt alınabilmektedir. Ölçüm noktaları seçilirken olabildiğince az engebeli, kültürel gürültülerden, yüksek gerilim hatlarından uzak bölgeler seçilmeye çalışılmıştır. Buna rağmen özellikle Akyazı ve Mahmutlu'da (E_x ve H_y çifti hariç) yüksek frekanslarda (1-25 Hz) bu tür gürültüler nedeniyle kayıt alınamamıştır. Çalışma sahasında manyetotellürik ölçü noktalarındaki

kayıtların alındığı frekans bantları,K.Köşkünler Şekil 3.11, Akyazı Şekil 3.12, Mahmutlu Şekil 3.13 ve Konakbaşı Şekil 3.14 de görülmektedir.

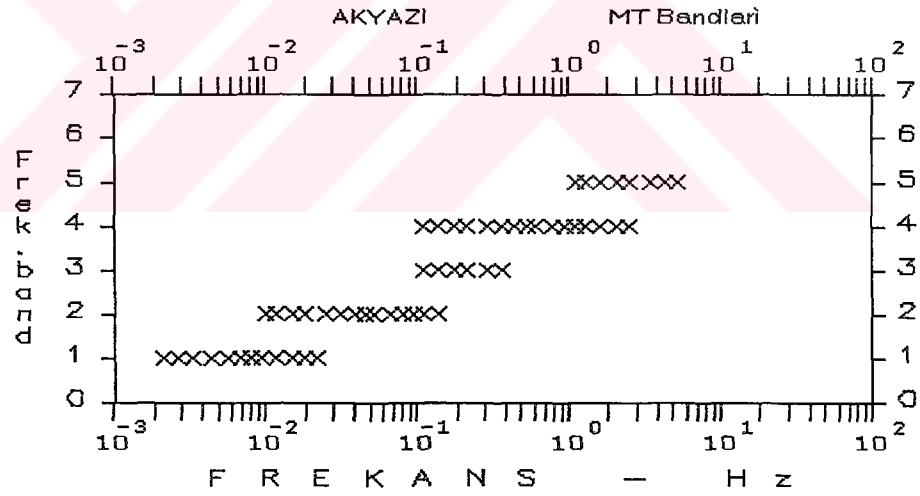
MT kayıtlarının alınması sırasında, manyetotelürik alanı oluŐturması beklenen manyetosfer olaylarının (5 Hz den aşağı frekanslar) gün içerisinde meydana geliŐ saatleri gözetilmiŐ olmasına rağmen çalışmaların planlandığı gibi aynı gün bitirilmesinin getirdiğı sınırlılık nedeniyle ölçü noktalarında bu konuda (yani frekans bandlarının kullanılması sırası) belirli bir düzen izlenmemiŐken ancak küçük frekanslı bandlar sabah erken veya öğleden sonra geç saatlerde kayıt edilmiştir. Seçilen en küçük frekans bandındaki kayıtların alınması bir saatlik bir zaman süreci isterken yüksek frekans bandlarına doğru bu süre azalmaktadır (1-25 Hz bandında bu süre 30 saniye kadardır). Bazı noktalarda bu frekans bantlarından ençok biri kayıt edilememiştir.

 l   sisteminin her bir kanalındaki g r  t ler özellikle manyetotelürik sinyal ile uyumlu olduğu durumlarda kayıtları bozar. Aynı zamanda ölçü donanımından kaynaklanan g r  t ler, kablo titreŐimleri ve donanımın güneŐten dolayı ısınması ölçülere g r  t  olarak girebilmektedir. Bunlardan kaçınmak amacı ile ölçüler sırasında kablo bağlantı kalitelerine dikkat edilmiş, gerek elektrotlar ve gerekse manyetik alan algılayıcıları toprağa gömülerek korunmuŐtur.

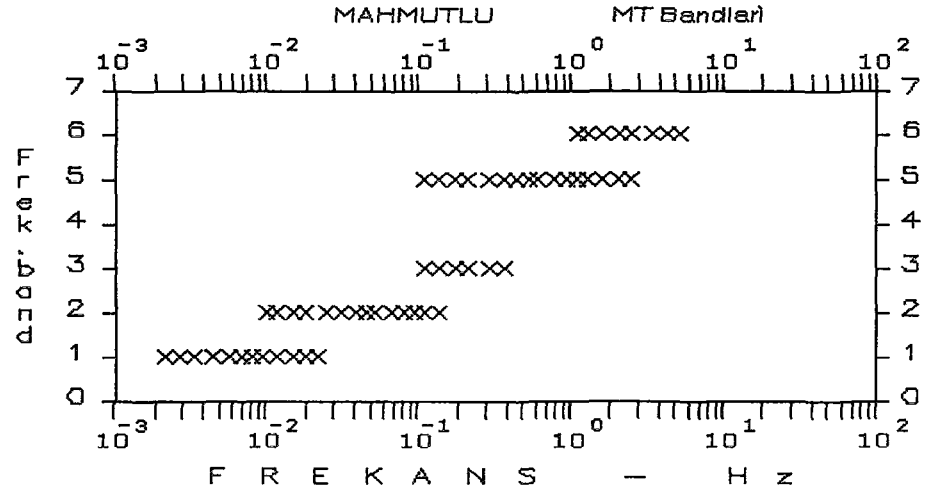
Yüksek frekanslarda alan bileşenlerinin kaydedilmesi en fazla 30 dakikada tamamlanabilmesine rağmen düşük frekanslarda bu süre bir kaç saate kadar çıkmaktadır.



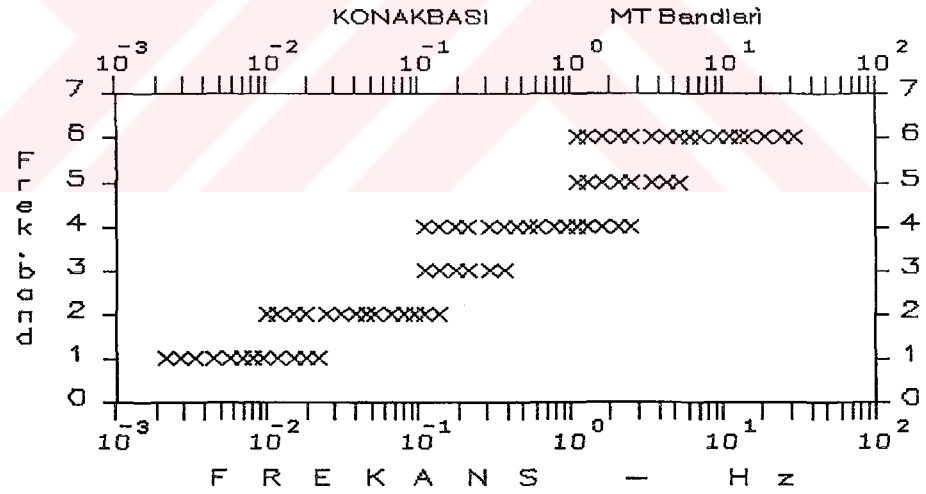
Şekil 3.11 K.Köşküler MT ölçü istasyonunda alınan kayıtlara ilişkin frekans bantları.



Şekil 3.12 Akyazı istasyonunda alan bileşenlerinin kayıt edildiği frekans bantları. 1-25 Hz bandında bu istasyonda kayıt alınamamıştır



Şekil 3.13 Mahmutlu MT istasyonundaki kayıtların alındığı frekans bantları. Bu istasyonda da 1-25 Hz bandında Ey ve Hx bileşenleri kayıt edilememiştir.



Şekil 3.14 Konakbaşı MT istasyonunda ölçülerin alındığı frekans bantları

3.3 MT Verilerinin İşlenmesi

Bu tez çalışmasında kuzeyden güneye sırası ile Küçük Köşküler, Akyazı, Mahmutlu ve Konakbaşı istasyonlarında alınan kayıtlardan elde edilmiş sayısal veriler kullanılmıştır. Sayısal veriler ek-3 'de işleyiş aşamaları topluca verilen MT veri değerlendirme şeması (MTISLE.FOR Programı) kullanılarak değerlendirilmiştir [20]. Bu programın ürettiği veriler diğer bir programa giriş verisi olarak okutulmakta ve sonuçta frekansa karşılık gelen görünür öz direnç değerleri elde edilmiştir. Elde edilen frekansa karşılık görünür öz direnç verilerinden kalkarak yeraltı elektrik yapısını çıkarmak için 2.31 bağıntısının kullanılmasını esas alarak modelleme yapan program yardımı ile düz çözüm, ters çözüm yaklaşımları kullanılmıştır. Halen sürdürülen çalışmalar ile bu ön bulgulara yeni bilgilerin de katılması beklenmektedir.

Öncelikle tepkisi arazi eğrisine uyan bir başlangıç yeraltı modeli düz çözüm yolu ile bulunmuştur. Ters çözüm yöntemi kullanılarak gözlemsel verimiz ile model tepkisi arasındaki farklar en aza indirgenerek model daha da iyileştirilmeye çalışılmış ve bu amaçla çok sayıda denemeler yapılmıştır.

Arazide kaydı yapılan MT alanın E ve H bileşenlerinin spektral analizinden yararlanarak yer elektrik görünür öz dirençleri saptanabilmektedir. Ancak bu bileşenlerin sayısal analizinin ard arda gelen bir takım işlemleri yapabilen bilgisayar program paketi ile yerine getirilmesi gerekir. Böylece hızlilik ve doğruluğun sağlanabilmesi mümkündür. Bu

proje çerçevesinde arazide ölçülen MT kayıtlarını işleyen bir şema çizilmiş ve ona bağlı bilgisayar programı yazılmıştır. MT veri işleme programı; hem karmaşık (complex) hesaplamalara olanak tanınması hemde hızlı alt program çağırması (CALL etmesi) ve ortak bellek kullanımı sağlayan ileri komutları bulundurması nedeniyle FORTRAN programlama dilinde yazılmıştır. MTISLE.FOR dosyalama adını taşıyan ve MT veri işlemenin asıl çatısını oluşturan bilgisayar programı yaklaşık 2000 satırlık bir yazılım ile meydana getirilmiştir. Bu programın akış şeması ek.3'de gösterilmiştir. Önceki alt bölümlerde içerikleri verilen hesaplama işlevini gerçekleştiren bu program aynı zamanda Microsoft 4.0 çizim komutları ile desteklenmiş olup "interactive" (etkileşimli) biçime sokulmuştur.

MT alan bileşenlerinden $E_x H_y$ veya $E_y H_x$ ikililerinin 2^n uzunluğunda örneklenmiş veri dosyalarını okuyan MTISLE.FOR programı daha sonra bu iki kaydı birlikte görüntüler. Bu veri dosyasının en başındaki üç satırı oluşturan etiket kısmında, ölçü noktası lokasyon adı, bileşen tipi (H_x veya E_y gibi), ölçü frekans bandı (0.001-0.125 Hz gibi), veri örnekleme aralığı (sn), verinin örneklenmiş boyu (2^n adet), alan bileşen kodu (Elektirik alan için 99, Manyetik alan için 66 sayısı), sistemin MTE-4 veya MTH-4 birimlerinde hangi kanala girdiğini gösterir kod (MTE-4: Birinci kanal için 11, ikinci kanal için 22, MTH-4 birinci kanal için 33, ikinci kanal için 44, üçüncü kanal için 55), ön yükselticilerin kazanç (genlik yükseltme) anahtar konum numarası (1,2 veya 3 olarak seçilir), elektrik dipol boyu (metre), kayıtçıdaki duyarlılık (sensitivity) değeri ve ard yükselticideki genlik güçlendirme (amplification) değeri bilgileri yeralır. Verilerin görüntülenmesinden sonra herbir alan bileşeninin ayrı ayrı işlenmesine geçilir.

Bu aşamalarda verinin yönsemesi giderilir . MT sistem ve kayıtçıdaki genlik güçlendirme ve duyarlılık (sensitivity) düzeltmeleri uygulanır. Daha sonra veri, Fourier dönüşümüne hazırlanmak üzere karmaşık şekle sokulur ve gerekirse 2^n boyutuna tamamlanır. Veri işleme semasına devam edilerek verinin genlik ve faz (evre) spektrumları hesaplanır. Kullanıcının isteği üzerine Hann penceresi uygulanır. Böylece elde edilen heriki spektrum görüntülenir. Aynı zamanda enbüyük genlikli 10 değer (istenirse artırılabilir) ve bunların ait oldukları frekanslar bulunur. Spektrumun kayıt bandına giren ayırık frekanslar ve bunlara ait spektral değerler (karmaşık olarak) ayıklanarak sonraki işlemlere saklanır. İlerleyen aşama sırasında ise veri dosyası etiketinde girilen bilgiler çerçevesinde bu kez sistem transfer fonksiyonu spektral değerlere uygulanarak gerçek değerlere ulaşılır (E için mV/km, H için gamma). MTE-4, MTH-4 ve MTF-16 birimlerinin transfer fonksiyon spektral değerleri program içerisinde DATA deyimi desteğinde saklanmaktadır. Spektrumdan gelen E veya H genlik değerlerin frekanslarına göre transfer fonksiyonu ayırık değerleri seçilerek düzeltmeler bu aşamada yerine getirilir. Bu düzeltmeler sonunda elde edilmiş gerçek E ve H değerleri Çıkış1 dosyasına yazdırılır ve ayrıca bellekte saklanır. Diğer bileşen için aynı hesaplamaları yapmak üzere döngü başına geçilerek benzer aşamalar sırasıyla uygulanır. Bu yolla elde edilmiş E ve H spektral değerlerini kullanan MTİŞLE.FOR çağırdığı diğer bir altprogram ile güç yoğunluğu spektrumlarını hesaplar. Bu değerler uyumluluk (coherency) analizine gönderilir. Uyumluluk analizinde kabul edilen güç yoğunluğu spektral değerlerin bu kez ortalamaları alınmak üzere "decimation" (frekans aralıklaması) işlemine sokulur. Ortalanmış yeni frekanslar ve güç yoğunluğu değerleri kullanılarak daha sonra Z_{xy} ve Z_{yx} empedans bağıntıları ve yönbağımlı görünür

özdirençler hesaplanır. Sonuçlar Çıkış2 dosyasına ait oldukları frekansları ile birlikte yazdırılır.

MT veri işleme şeması sonunda elde edilmiş Çıkış2 dosyalarında, uç kesimleri birbirine binerek geniş bir frekans bandı (0.002-25 Hz) boyunca çok sayıda görünür özdirenç değerleri bulunur. MTISLE veri işleme şemasındaki 22 altprogramın belirtilen hesaplamaların yerine getirilmesinde işlev gördükleri söylenebilir. Bütün bandların değerlendirilmelerinden saptanan Çıkış2 dosyalarının tamamı bir başka programa giriş olarak okutularak istatistiksel bazı işlemler sonunda logaritmik döngü boyunca ortalanmış 10 değerli (istenirse arttırılabilir) bir MT özdirenç delgi eğrisi hesaplanarak çizilebilir.

3.3.1 Yönseme Giderilmesi

Gerçek yer sinyalinin iyileştirmede bu sinyalin zamana bağlı yer değiştirmelerini ortadan kaldırmak ilk işlemdir. Zira manyetik alan algılayıcıları olan bobinler yayılı bulundukları arazide ısınarak ilk durum özelliklerini yitirirler. Bu nedenle başlangıç durumundaki özelliklerinden uzaklaşarak ölçtükleri H-sinyaline belirli DC yer değiştirmeyi de katmış olurlar. Yine MT sinyalinin oluşum kökenine bağlı olmaksızın ortaya çıkan yerel atmosferik olayları, çevre endüstriyel, elektriksel gürültüleri ve kablo titreşimlerine bağlı yapay alanları MT ölçü sisteminin analog süzgeçleri yok edemeyebilir. Ayrıca E-alan algılayıcıları işlevini yapan elektrotların yerleştirildikleri farklı nemlilikteki topraklar, güneş ışınları ve elektrotlar arasındaki iyonik denge bozulmaları özellikle E- alanında belirgin bir drifti de beraberinde getirebilir. Diğer yandan güç

iletim hatlarının 50 hz ve harmonikleri de H ve E alanı üzerinde etkin olarak gerçek sinyalin ötelenmesine neden olabilirler. Bunların etkisi ile MT alanı bileşenlerine ait sinyaller belirli bir yönseme kazanırlar. Kayıtcıdaki kalem oynamaları da bu yönsemeyi yaratan nedenlerdendir.

Kayıt sisteminin elektronik süzgeçleri tarafından önlenemeyen bu etkileri gidermek için:

- a) Enküçük Kareler veya
- b) Ortalamadan olan farklar

yöntemleri uygulanır. En küçük kareler yönteminin uygulanması ile, verideki enküçük ve enbüyük orta değerler arasından geçen yeni bir sıfır çizgisi elde edilir. Her noktadaki veri genlik değerinden sıfır çizgisi değeri çıkarılarak verideki yönseme doğrusal olarak giderilir. Doğrusal yönseme katsayıları y_o ve y_1

$$y_o = \frac{2(2N+1) \sum_{i=1}^N v_i - 6 \sum_{i=1}^n i v_i}{N(N-1)} \quad (3.1)$$

$$y_1 = \frac{12 \sum_{i=1}^n i v_i - 6(N+1) \sum_{i=1}^N v_i}{\Delta T N(N-1)^2} \quad (3.2)$$

Şeklindedir. Burada $V_i(i=1,N)$ eşit zaman aralıkları ile dizilmiş MT alan sinyalidir.

Ortalamadan olan farklar (average) tekniğinde ise 2^n boyundaki

sayısal verinin

$$\langle v \rangle = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N v_i \quad (3.3)$$

bağıntısı gereğince aritmetik ortalaması hesaplanarak bütün ayırık değerlerin bu ortalamaadan olan farkları $\langle v \rangle - v_i$ den bulunur. Bu yeni değerler yönsemesi giderilmiş değerlerdir.

3.3.2 Fourier Dönüşümü

Yönseme etkisi giderilmiş MT alan bileşenlerine ait sayısal veriler üzerindeki enerji toplamını belirlemek amacı ile sinyallerin Fourier Dönüşümleri alınmıştır. E_x , E_y , H_x , ve H_y bileşenlerinin Fourier spektrumları

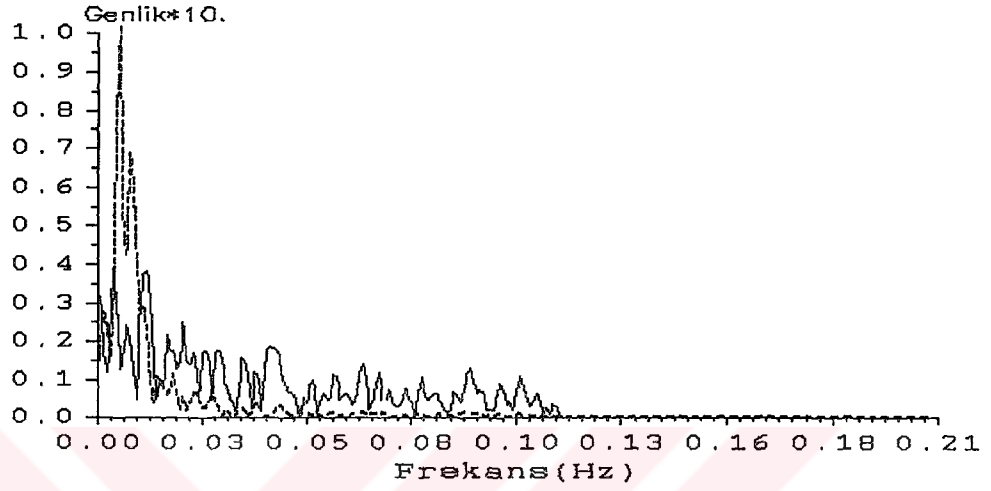
$$v_k = \sum_{m=0}^{N-1} v_m e^{\frac{-i2\pi km}{N}} ; \quad k=0,1,\dots,N-1 \quad (3.4)$$

bağıntısı ile hesaplanır. V_k değerleri Fourier spektrumunun bileşenleri olup, bu karmaşı değerler;

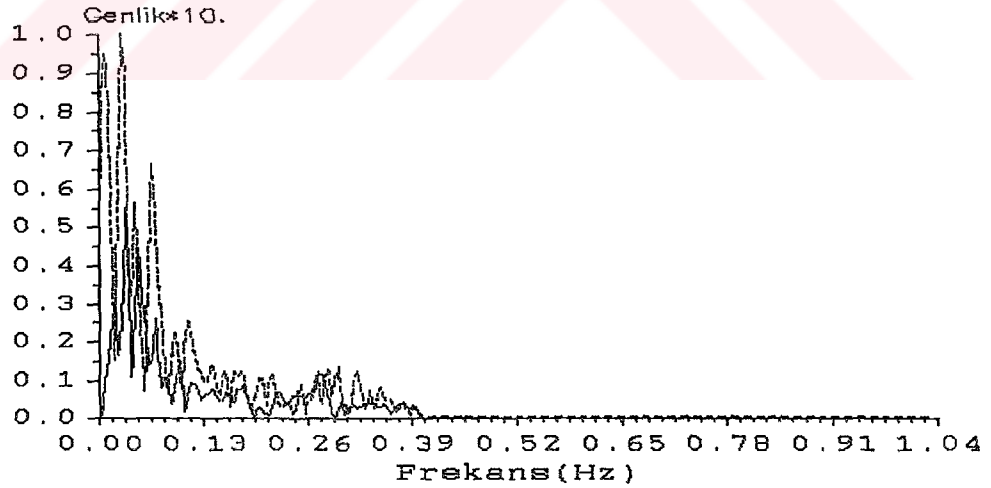
$$v_k = |v_k| e^{(-i\theta_k)} \quad (3.5)$$

şeklinde yazılır. Bu durumda $|v_k|$ genlik spektrumunu, θ_k ise faz spektrumunu verir. (3.4) eşitliği ile gösterilen eşitlik ile genlik ve faz spektrumları hesaplanan ayırık verilerin boyları genellikle 512 olarak alınmıştır. Şekil 3.15 Mahmutlu istasyonunda 0.01-0.125 Hz frekans bandında kayıt edilmiş H_y Ex bileşenlerine ait, şekil 3.16 ise yine aynı

istasyona ait 0.1-0.5 Hz frekans bandına ait hesaplanmış genlik spektrumlarını göstermektedir.



Şekil 3.15 Mahmutlu istasyonu 0.01-0.125 Hz bandına ait E_x , H_y bileşenlerine ait genlik spektrumları



Şekil 3.16 Mahmutlu istasyonunda 0.1-0.5 Hz bandında hesaplanan E_x , H_y bileşenlerine ait genlik spektrumları

Fourier spektrumunun daha ivedi sifıra yaklaşmasını sağlamak ve yan salınımları ortadan kaldırmak amacıyla şekil 3.15 'de verilen spektrum Hann penceresi ile frekans ortamında yumuşatılmıştır.

3.3.3 Güç Yoğunluğu Spektrumları ve Uyumluluk Analizi

Gerçek değerlerine indirgenen MT verilerinin öz ve çapraz güç yoğunluğu spektrumları frekans ortamında kendilerinin veya karşıtlarının karmaşık eşlenikleri ile çarpılarak elde edilir. MT alan bileşenlerinin Fourier Spektrumları $E_x(\omega)$, $E_y(\omega)$, $H_x(\omega)$, $H_y(\omega)$ olarak bilindiğine göre özgüç yoğunluğu spektrumları;

$$\langle E_x E_x^* \rangle, \langle E_y E_y^* \rangle, \langle H_x H_x^* \rangle, \langle H_y H_y^* \rangle$$

Çapraz güç yoğunluğu spektrumları ise;

$$\langle E_i H_j^* \rangle \quad \text{örneğin} \quad \langle E_x H_y^* \rangle$$

biçimindedir. (*) o bileşene ait karmaşık eşleniği gösterir. Çapraz güç yoğunluğu $EH^*/HH^* = E/H$ şeklinde kullanılır. Sinyalin gürültü taşıması durumunda:

$$\frac{(E+N)H^*}{HH^*} = \frac{E}{H} + \frac{NH^*}{HH^*} \quad (3.6)$$

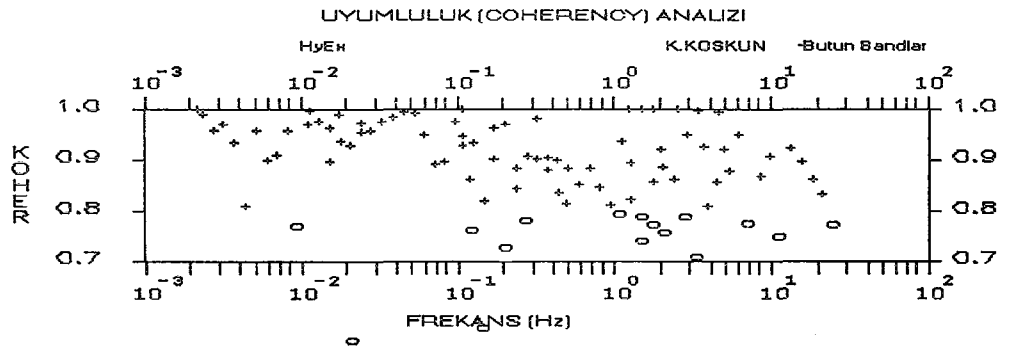
Gürültü ile sinyalin birbiri ile ilişkili olmadığı göz önüne alınırsa $NH^*=0$ olur. Bu durumda yine E/H büyüklüğü elde edilir.

Gürültü içeren verilerin analizinde uyumluluk (Coherency) analizi önemlidir. Uyumluluk iki zaman serisi arasındaki doğrusal ilişkinin,

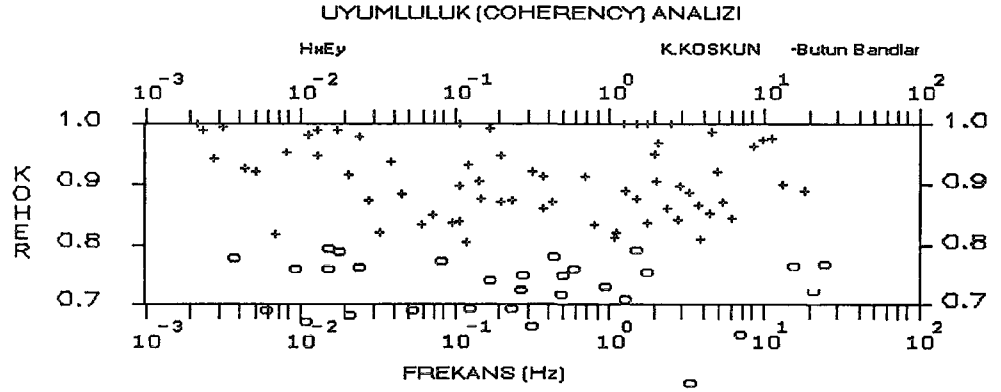
uyuşmanın bir ölçüsü olup frekans ortamında:

$$\text{coh}(E_i, h_j) = \frac{\langle E_i H_j^* \rangle}{(\langle E_i E_i^* \rangle \langle H_j H_j^* \rangle)^{\frac{1}{2}}} \quad (3.7)$$

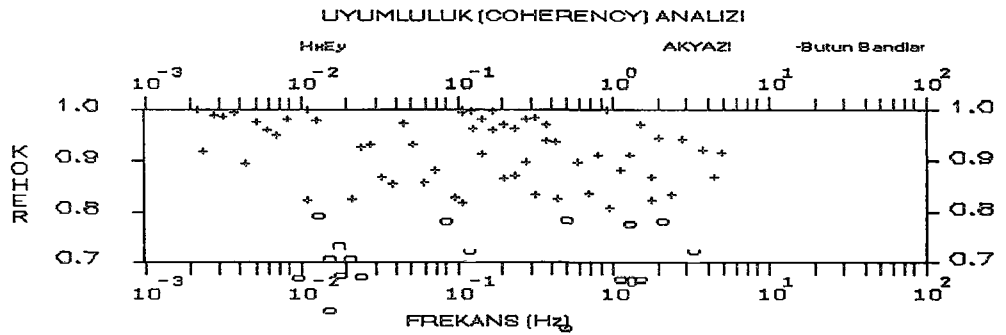
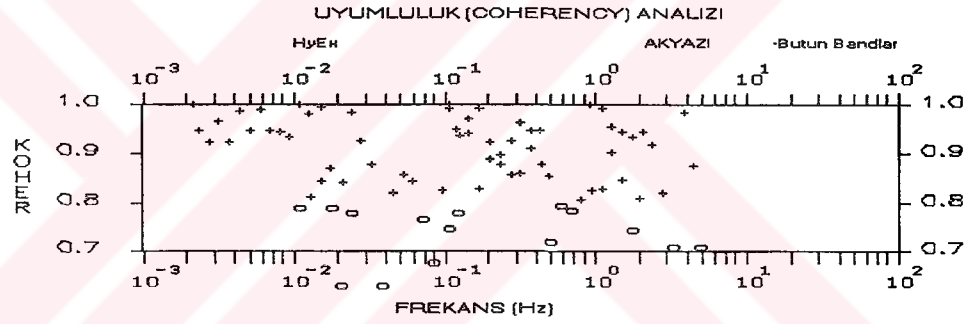
olarak yazılır. Bu uyumluluk fonksiyonu kuramsal olarak, seçilen band içerisindeki bütün frekanslarda $0 < \text{coh } E_i H_j < 1$ koşulunu gerçekler. MT alan bileşenlerinin birbiri ile uyumlu olmaları beklenir. Ne varki gerçek verilerde durum böyle değildir. Uyumluluk analizinde 0.95 veya 0.9 değeri idealdir. Bu çalışmada verilerin uyumluluk analizi yapılırken $\text{coh } E_i H_j$ değeri 0.8 ve bazende 0.7 den küçük olan veri ikilileri işleme alınmayarak ayıklanmışlardır. MT ölçülerin alındığı bütün istasyonlara ait uyumluluk analizi sonuçları şekil 3.17, şekil 3.18, şekil 3.19, şekil 3.20 ve şekil 3.21 de verilmiştir. Şekillerde uyumluluğun 0.8 den aşağı olduğu değerler içi boş yuvarlaklar ile, yukarıda olan değerler ise + işareti ile simgelenmiştir. Spektral verilerin ilk uyumluluk denetimi olan bu işlemi aşan güç yoğunluğu spektrum değerlerinden görünür öz direnç hesaplanmasına geçilmiştir.



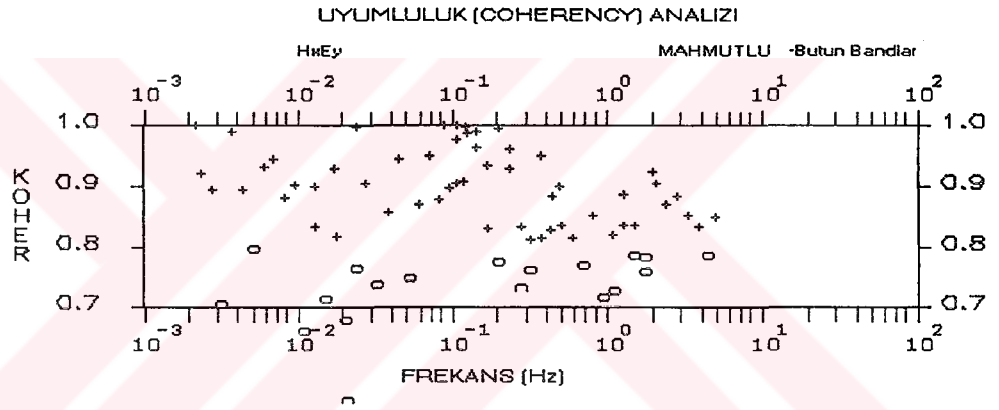
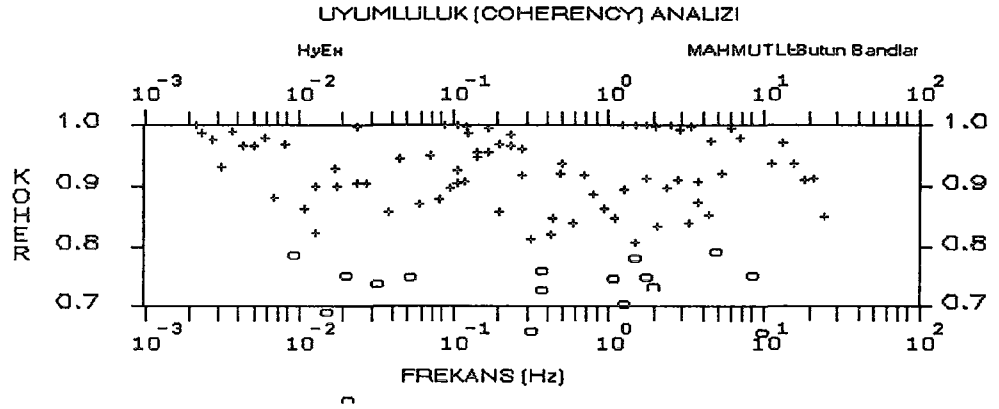
Şekil 3.17 K.Köşkünler istasyonu $E_x H_y$ bileşen çiftine ait uyumluluk analizi sonuçları



Şekil 3.18 K.köşkünler istasyonuna ait MT alan bileşenlerinin uyumluluk analizi sonuçları (HxEy)

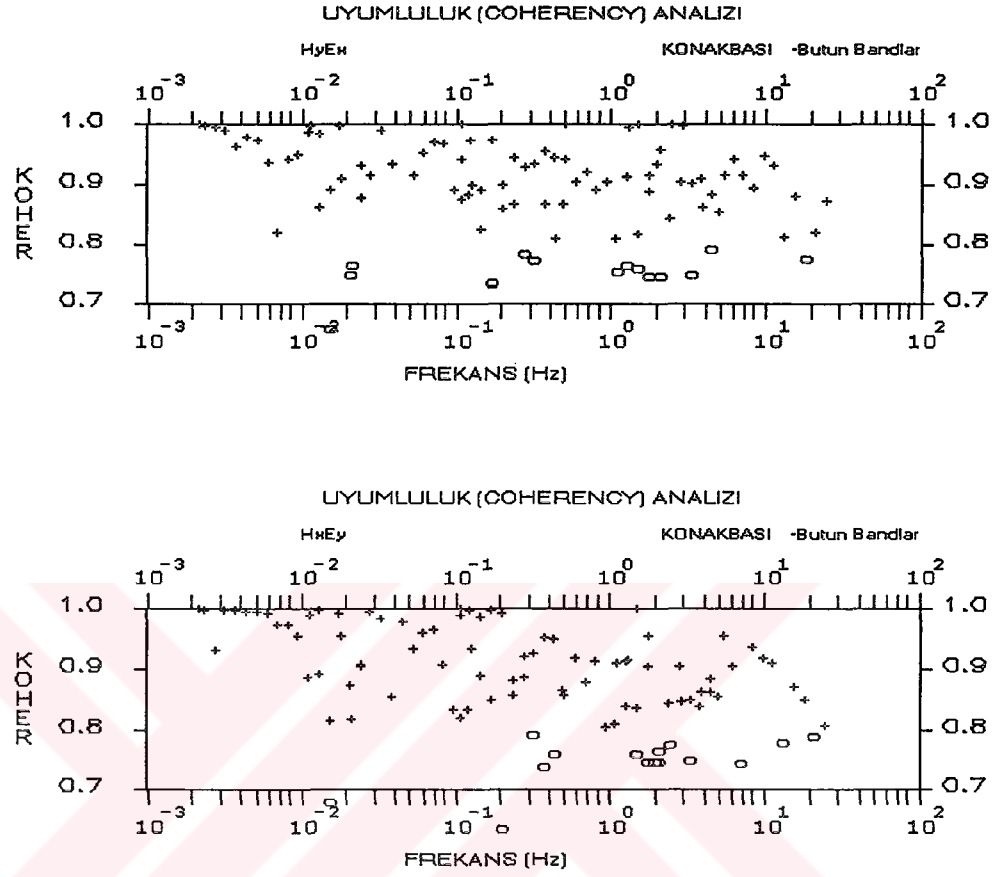


Şekil 3.19 Akyazı istasyonu uyumluluk analizi sonuçları



Şekil 3.20 Mahmutlu istasyonu uyumluluk analizi sonuçları

MT verilerinin işlenmesinden elde edilen verilerin logaritmik bir plan üzerine geçirilmesi gerekir. Böyle bir durumda spektral verilere ait frekansların işlenmesinde belirli bir güçlkle karşılaşılır. Nyquist frekansına yakın frekanslarda yığılma öylesine yoğundur ki bunların ayrı ayrı işaretlenmeleri olanaksızlaşır. Logaritmik döneme tüm spektrumu aktarabilmek için frekans aralıklaması (decimation) uygulanır. Sonuç olarak tüm frekanslar logaritmik eksenle eşit aralıklarla sıralanmış olur. MT alan bileşen çiftlerine ait güç yoğunluğu spektrum değerine karşılık



Şekil 3.21 Konakbaşı istasyonuna ait verilerin uyumluluk analizi sonuçları

gelen ve Nyquist frekansına doğru harmonik sayısı artan frekanslar, eşit aralıklı frekans tarağı ile karıştırılarak her bir aralığa düşen yeni frekanslar geometrik ortalama ile hesaplanır.

$$\bar{f} = (f_1 f_2 f_3 \dots f_m)^{\frac{1}{m}} \quad (3.8)$$

Ortalanmış bu yeni frekansa karşılık gelen güç yoğunluğu spektrum değeri ise aritmetik ortalaması alınarak:

$$\overline{\langle E_i H_j^* \rangle} = \frac{(\langle E_i H_j^* \rangle)_1 + (\langle E_i H_j^* \rangle)_2 + \dots + (\langle E_i H_j^* \rangle)_m}{m} \quad (3.9)$$

ile hesaplanır.

3.3.4 Tensörel empedansların hesaplanması ve Görünür Özdirenç Geçiş

E ve H alan bileşenlerinden yararlanarak görünür özdirenç geçiş yer elektrik bilgilerini çıkarabilmek için, bu iki bileşeni temsil eden empedansın elde edilmesi gerekir. Ölçülen sinyallerden (E ve H) belirlenecek olan empedans, sinyallerin gürültü taşımadığı düşünülürse E/H olarak tanımlanır. Tensörel empedans elemanları kapalı biçimde

$$Z_{ij} = \frac{\langle E_i H_j^* \rangle}{\langle H_j H_j^* \rangle} \quad i, j = \begin{pmatrix} x, y \\ y, x \end{pmatrix} \quad (3.10)$$

olarak gösterilir. Yer elektrik yapısına ait öncül bulguları elde edebilmek için yeraltı bir boyutlu olarak ele alınabilir ve görünür özdirenç verileri daha kolay elde edilebilir. Ortamın yatay tabakalardan oluştuğu düşünülürse görünür özdirenç, Standart Cagniard Görünür Özdirenç bağıntısı kullanılarak:

$$\rho_{ay} = 0.2 T \frac{\overline{\langle E_i E_i^* \rangle}}{\overline{\langle H_j H_j^* \rangle}} \quad ij = \begin{pmatrix} x, y \\ y, x \end{pmatrix} \quad (3.11)$$

eşitliği yardımı ile hesaplanır. Bu ifadede yer alan E ve H bileşenleri, uyumluluk analizinden ve frekans aralıklamasından geçmiş spektral değerlerdir. Görünür özdirenç delgi eğrisi hesaplanırken en az 6 frekans

bandına ait sonuçlar frekans eksenini boyunca ortalanmış ve ayrıca bu ortalanmış değerlere ağırlık katsayıları toplamı 1 olan bir kayan ortalama yuvarlatma operatörü uygulanmıştır.

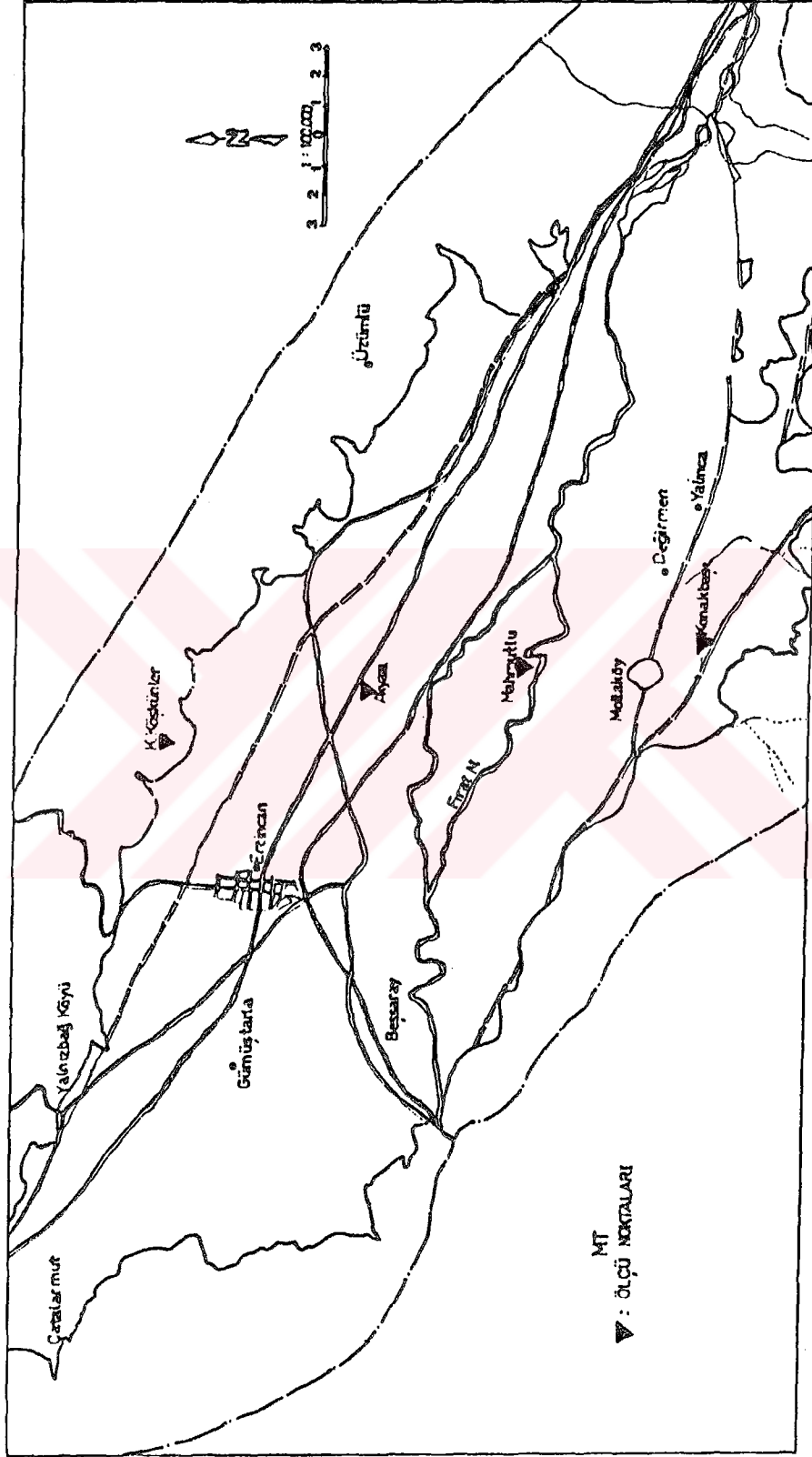
Öte yandan Cagniard görünür özdirenç hesaplamasına ek olarak Tensörel empedanslardan da bulunan değerler karşılaştırıldığında, her iki teknik ile elde edilmiş delgi eğrilerinin özellikle tip olarak birbiriyle uyumlu oldukları gözlenmiştir.

3.4 Görünür Özdirenç Eğrilerinin Değerlendirmesi

Bu çalışmada, Erzincan ovasını yaklaşık Kuzey-Güney doğrultusunda ortasından geçen bir doğrultu üzerinde yeralan dört istasyona (Küçük Köşküler, Akyazı, Mahmutlu ve Konakbaşı) ait manyetotelürik veriler incelenmiştir (Şekil 3.22). Akyazı (1-25 Hz aralığında tüm alan bileşenleri) ve Mahmutlu (1-25 Hz aralığında E_y, H_x) dışında bütün noktalarda 0.002-25 Hz frekans aralığında birbirine dik yönde (Kuzey-Güney ve Doğu-Batı) kayıtlar alınmıştır. Yukarıda kısaca açıklanan yöntemler kullanılarak elde edilen görünür özdirenç verileri bir boyutlu yaklaşım kullanılarak modellenmiştir.

Bölgenin kabuk yapısı üzerine

Küçük Köşküler, Akyazı, Mahmutlu ve Konakbaşı istasyonlarından elde edilen görünür özdirenç eğrileri ve bu eğriler için hesaplanan yer elektrik modelleri aşağıda incelenmiştir. Öncelikle havzanın da bir parçası olduğu Doğu Anadolu bölgesinin genel tektonik özelliklerini kısaca gözden geçirmekte fayda vardır. Bölge genel olarak Kuzeyde Pontid kuşağı ile güneyde GDAYK arasında kalan üçgen biçimli bölgedir. Morfolojik yapı

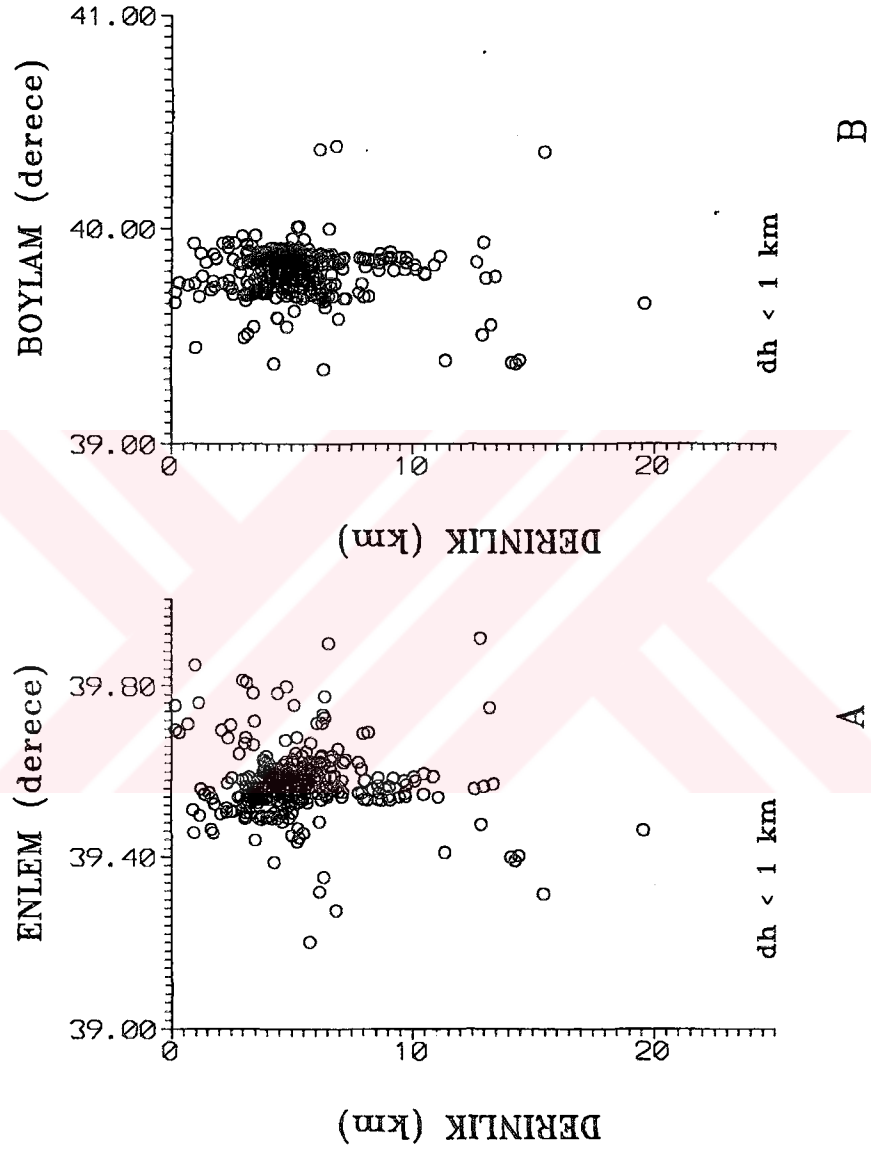


Şekil 3.22 Erzincan manyetoteliklik ölçü noktalarını gösteren yer bulduru haritası.

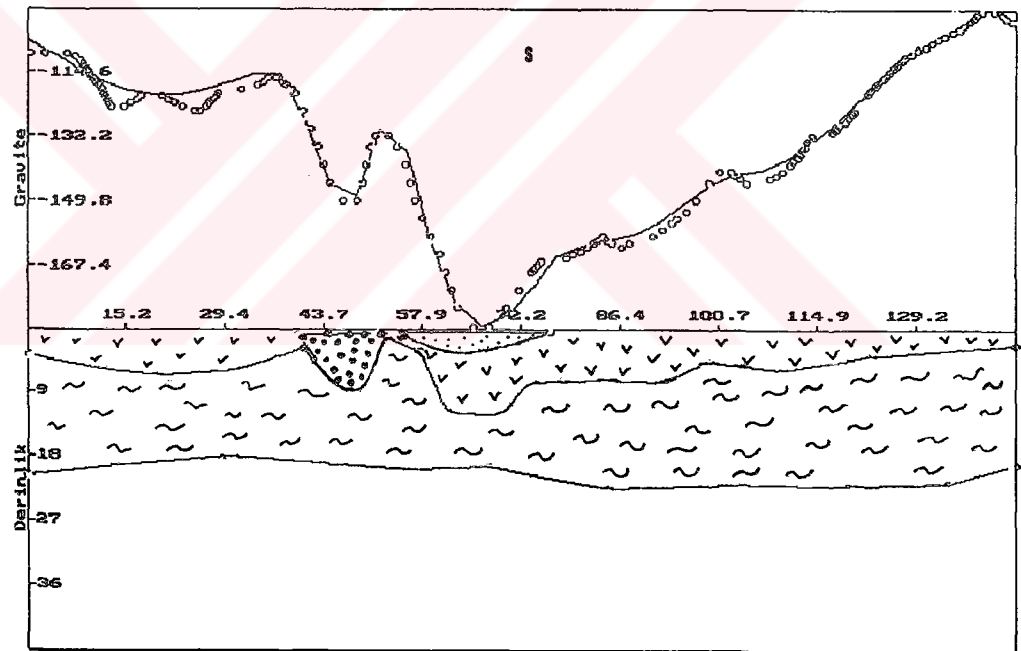
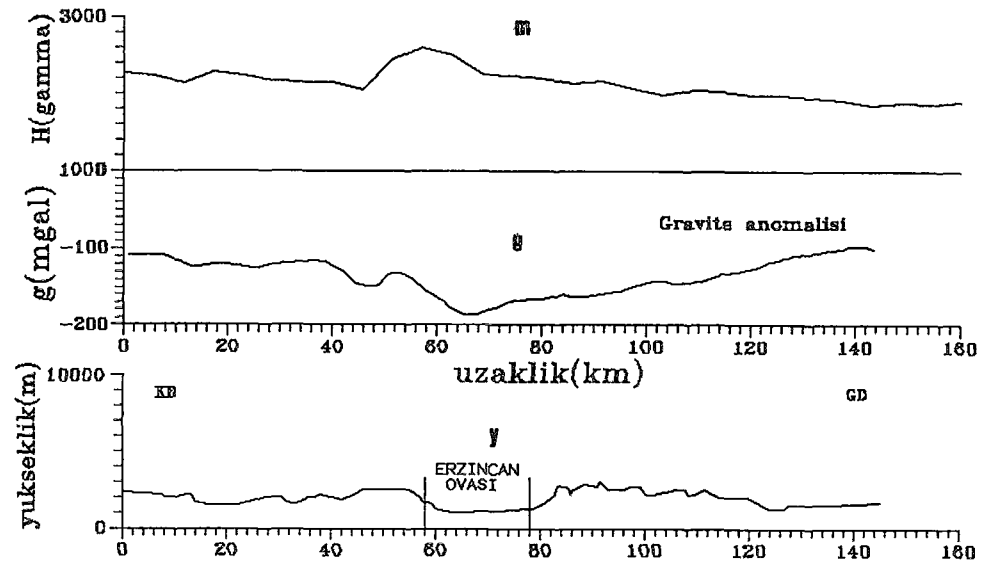
itibarı ile batıdan doğuya doğru giderek yükselen bir biçimdedir. Kabuk kalınlığı ortalama olarak 45 km civarındadır ve kuzeyden güneye gidildikçe kalınlaşmaktadır. Kuzey güney yönündeki sıkışma sistemi içerisinde bulunuşu nedeniyle gelen deformasyonu giderek kısalıp kalınlaşmayla karşılamaya çalışmıştır. Kuzey güney yönlü sıkıştırmanın etkisi ile bölge yılda 3-4 cm lik bir oranda kısaltmaya uğramış ve kısalıp kalınlaşmayı karşılayamayacak duruma geldiği zaman iki büyük yanal atımlı fay sistemi gelişmiştir. Oluşan fay sistemleri yardımıyla, sıkışmayı karşılamak için batıya doğru kaymaya başlamıştır. Her iki fayın gelişimi son 3-4 milyon yılda (üst miyosen'den sonra) olmuştur.

Doğu Anadolu'da Moho derinliği 45 km civarındadır. Deprem verileri kabuğun 15 km'den sonra kırılman olmadığını göstermektedir. Bölgede oluşan depremlerin odak derinlikleri 12-15 km civarındadır (Şekil 3.23). Buradan kabuğun bu derinliklerden sonra sıcak olduğu sonucu çıkmaktadır. Jeotermal gradiyent derinlik artışı ile artmaktadır ve derinlerden gelen ısı kırıklar ve volkanlarla iletilmektedir. Isı transferi oldukça fazladır. Bölgede yaygın volkanizmalar üst miyosende başlamış ve pliyosen-kuvaterner'e kadar devam etmiştir.

Havza civarında yapılan Jeofizik çalışmalar genellikle sismolojik çalışmalarla sınırlı kalmıştır. DSI'nin bölgede yaptığı jeoelektrik çalışmalar ise kuvaterner yaşlı alüvyonla sınırlı kalmıştır. Dolayısı ile manyetotellürik verilerin sonuçlarını destekleyecek jeofizik veriler sınırlı kalmıştır. İncelenen bölgede derin Jeolojik yapıya ait ayrıntılı bilgi de yoktur. Toplam uzunluğu 150 km'yi bulan ve Gümüşhane ilinin güneyinden



Şekil 3.23 13 Mart 1992 Depremi art sarsıntılarına ait odak derinliği kesitleri. (A) Enlem doğrultusunda alınan kesite dik bakılırsa, (B) Boylam doğrultusunda alınan kesite dik bakıldığında



Şekil 3.24 Profile ait (m) Mantetik, (g) Gravite anomalileri (MTA Jeofizik Dairesinden alınmıştır.) (y) Topoğrafya değişimi (s) Gravite anomalisi modelleme sonuçları



$$\Delta \rho_1 = -0.15 \text{ gr/cm}^3$$



$$\Delta \rho_3 = -0.32 \text{ gr/cm}^3$$



$$\Delta \rho_2 = -0.22 \text{ gr/cm}^3$$



$$\Delta \rho_4 = -0.45 \text{ gr/cm}^3$$

başlayıp Tunceli'nin güneyinde biten, Erzincan'ı ortasına alan gravite profili büyük bir negatif anomali göstermektedir. Bu anomaliye, kalınlığı 800-3500 m arasında değişen sedimanter tabakanın altında yer alan ve bölgesel olarak geniş bir alanda görülen serpantinleşmiş ofiyolitlerin neden olduğu düşünülmektedir. Enbüyük genişliği 20 km ve uzunluğu 50 km civarında olan sedimanter havzanın böyle bir anomali vermesi beklenemez. Erzincan ovasının kuzeyinde, Akdağ'ın olduğu bölgeye denk gelen ve kütle fazlalığı gösteren anomali dikkat çekicidir. Bu anomali olasılıkla büyük faylanmanın etkisi ile bu bölgeye taşınmış ve bölgede yaygınca bulunan ofiyolitlerden farklı bir malzeme, yada ofiyolitlerin altından yukarıya doğru yükselen ve yüksek yoğunluğa sahip bir sokuluma karşılık gelir. Aynı bölgede manyetik anomalide görülen değişimde keza dikkat çekicidir (Şekil 3.24).

Özdirenç eğrileri ve model çalışmaları

Bütün istasyonlarda elde edilen delgi eğrilerinde orta ve çok düşük frekanslarda iletken zonları gösteren çukur gözlenmektedir. Manyetotelürik delgi eğrilerinin değerlendirilmesiyle ilk iletken tabaka 15 km civarlarında bulunmuştur. İkinci iletken seviye ise 30-35 km civarlarına denk gelmektedir. Bu iletken bölgelerin ρ_{xy} ve ρ_{yx} verilerinden hesaplanan kalınlıklarının birbirlerinden farklı çıkmasının sebebi bölgede bolca bulunan kırıkların ve kuzeyde ve güneyde yer alan ve yükseklikleri 3000-3500 m'yi aşan yüksek dağların özdirenç verileri üzerindeki etkilerinden kaynaklandığı şeklinde düşünülebilir. Bilindiği gibi bölgede Kuzey Anadolu Fay'ı ve Doğu Anadolu Fay'ı başta olmak üzere çok sayıda kırık kuşağı bulunmaktadır. Ayrıca kuzeyde Çimen dağları, güneyde ise Munzur sıradağları ölçü noktalarına oldukça yakın yer almaktadırlar. Bütün bunların elektrik akımlarının akışı ve elektrik ve manyetik alan

polarizasyonu üzerinde rol oynadıkları kesindir. Bu yapıların etkisi ile özellikle havza kenarlarındaki istasyonlarda elde edilen MT görünür öz direnç eğrileri distorsiyona uğramıştır (bozulmuştur).

MT delgi verilerinin değerlendirilmesi sonucu bulunan ortalama yerelektrik yapı Şekil 3.43 'de görülmektedir. ρ_{xy} ve ρ_{yx} verilerinin birlikte değerlendirildiği bu yaklaşımdan çıkan yapıda, yüzeyde kalınlığı 800-3800 m arasında değişen sedimanter bir tabaka bulunmaktadır. Bu sedimanter tabakanın kalınlığı kuzey ve güneyde küçük olmasına karşın havzanın ortalarına doğru artarak 3800 m'ye kadar çıkmaktadır. Sedimanter tabaka kendi içinde çok sayıda birimden oluşmaktadır. İlk birkaç yüz metresinde çok genç (kuvaterner) oldukça iri malzemelerden oluşan alüvyonların olduğu gerek yapılan sondajlar gerekse sığ jeolojik çalışmalar göstermektedir. Alüvyon konilerinin tabanında genellikle serpantinler yer almaktadır. Neojen yaşlı killi, kumlu, çakıl ve kumtaşından oluşan bir seviye ile kretase yaşlı filiş kalınlığı 3.8 km olarak bulunan bu sedimanter tabakanın derin kısımlarını oluşturmaktadır. Sedimanter tabaka olarak tanımlanan katmanın tabanında ise mesozoik yaşlı, sert yapıda, bol kırıklı ve çatlaklı mesozoik kireçtaşlarından sonra Paleozoik ofiyolitik ve metamorfik serisi (ayrılmamış) bulunmaktadır.

Özdirenci 65-850 Ω m olarak değişen iletken sedimanter havzanın altında ise kalınlığı 6.7-7.5 km'ler arasında değişen ve yüksek öz dirence sahip bir katman yer almaktadır. Paleozoik yaşlı ofiyolitik ve metamorfik serisiden oluştuğu düşünülen bu kalın katmanın altında ise ince ve çok iletken bir katman bulunmaktadır. Kalınlığı 1.5 ile 2.7 km arasında

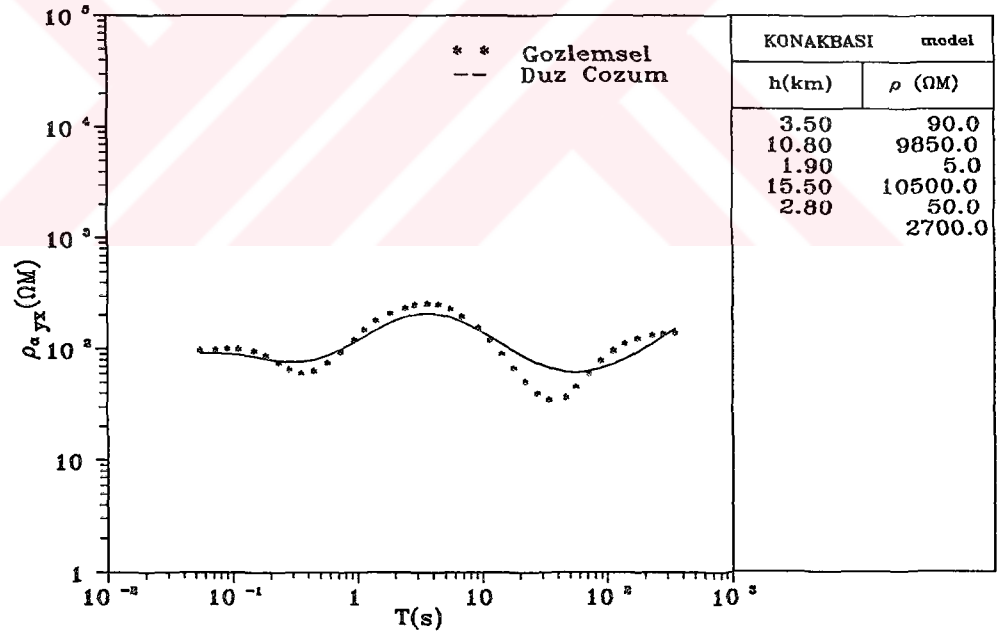
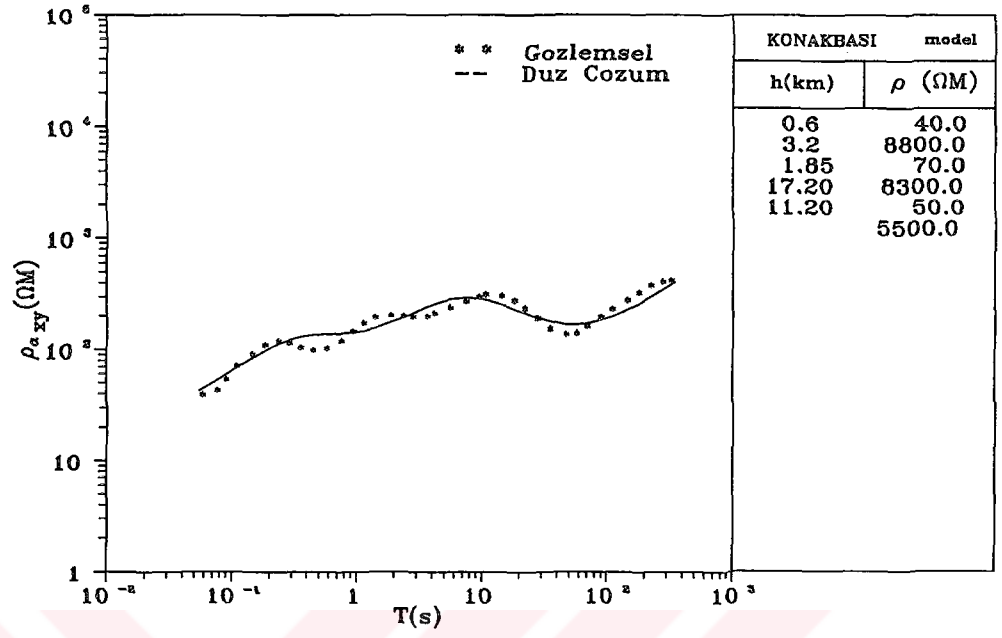
değişen ve ortalama 15 km lik derinliğe denk gelen bu ara katmanın, Doğu Anadolu için genel olarak kabul edilebilen alt kabuk sınırındaki geçiş zonu olduğu söylenebilir. İletken geçiş zonunu, kalınlığı 14 ile 17 km arasında değişen ve yüksek özdirence sahip oldukça kalın bir katman izlemektedir. Derin jeolojik yapı hakkında bilgi olmadığından bu kalın katmanın ne tür bir jeolojik yapıya karşılık geldiğini söylemek güçtür. Ancak Doğu Anadolu'nun genel yapısı göz önüne alındığında bunun üst kabuğa göre daha az kırılğan ve nisbeten sıcak olan, olasılıkla granitik malzemeden oluşan alt kabuk olduğu söylenebilir.

Bu kalın katmanın altında yer alan ve kalınlığı 7 ile 10 km arasında değişen kısım ise olasılıkla kabuk ile manto arasında bir geçiş bölgesine karşılık gelir.

Konakbaşı İstasyonu: Erzincan'ın güneyindeki Munzur Dağları'nın doğu ucunun yamacında yeralan Konakbaşı ölçü istasyonuna ait hesaplanmış görünür özdirenç verileri, hesaplanan model ve model tepkisi ile birlikte şekil 3.25'de verilmiştir. Doğu-batı ve kuzey-güney yönündeki eğriler için elde edilen yerelektrik modelleri ters çözüm sonuçları ile birlikte şekil 3.34'da görülmektedir. Hesaplanan model tepkileri ile gözlemsel veriler arasında iyi bir uyum sağlanmıştır. Özellikle bu nokta için düz çözüm yolu ile bulunan model yeterli olmuştur. Model tepkisi ile gözlemsel veri arasındaki farkları enküçükleyerek modeli daha da iyileştirmek amacı ile uygulanan ters çözüm tekniğinin model parametreleri üzerinde fazla etkili olmadığı görülmektedir (şekil 3.34 ve şekil 3.30(b)). Her iki yöndeki arazi eğrisini modelleyebilmek için 6 tabakalı yer modeli yeterli olmuştur.

Yüzeydeki iletken tabakanın kalınlığı DB yönündeki verilerden 3.5 km, KG yönündeki verilerden ise 600 m olarak bulunmuştur. Yüzey tabakasının altında yüksek öz dirençli, kalınlığı DB yönünde 10.8 km KG yönünde 3.2 km olarak bulunmuştur. Dirençli katmanı takip eden ilk iletken ara katmanın kalınlığı her iki yöndeki görünür öz direnç verilerinden birbirine yakın bulunmuştur ve ortalama 1900 m kalınlığındadır. İletken ara katmanı, kalınlığı DB doğrultusunda 15.5 km, KG yönünde ise 17.2 km bulunan yüksek öz dirençli ve alt kabuk malzemesinden oluştuğu düşünülen bir katman yer almaktadır. Bu kalın ve yüksek öz dirençli sahip katmanın altında ise yine iletken bir katman yer almaktadır. Kalınlığı DB yönünde 2.8 km, KG yönünde 11.8 km olarak çıkan bu katmanın altında, bu katmana göre yüksek öz dirençli yarı sonsuz ortam gelmektedir.

Konakbaşı istasyonundaki verilerden elde edilen yön bağımlılık eğrisi şekil 3.41’de, çarpıklık analizi sonuçları ise şekil 3.42’de görülmektedir. Şekil 3.43 ’deki iletkenlik modelinde de görüldüğü gibi Konakbaşı istasyonunu altında yeraltı yapısı, genel olarak DB yönünde daha iletken bir yapıya sahiptir. Yüzeye yakın derinliklere işaret eden 0.1 s ve orta derinlikleri gösteren 2 s periyodu civarında yapı KG doğrultusunda iletken görülmektedir.



Şekil 3.25 Konakbaşı istasyonuna ait görünür öz direnç verileri ve değerlendirme sonuçları

K.Köşkünler istasyonu: Bu istasyona ait hesaplanmış ρ_{xy} ve ρ_{yx} öz direnç verileri, hesaplanan model ve tepkileri ile birlikte şekil 3.26'de, her iki yöndeki eğriler için elde edilen yer elektrik modelleri şekil 3.31'de ters çözüm sonuçları ile verilmiştir. K.Köşkünler istasyonunda bütün bantlarda kesintisiz kayıtlar alınmıştır. Köşkünler'de yüzeyde yeralan katmanın öz direnci 200 Ω m civarında olup kalınlığı KG yönünde 1200 m DB yönünde ise 850 m civarındadır. Böyle bir farklılığın yüzeydeki tabakanın bir yönde eğimli olmasından veya faydan ileri geldiği söylenebilir[22]. Ayrıca dağ sistemlerinin kenar etkileri (edge effect) de göz önünde bulundurulmalıdır. Dağ yamacında yer alan iki ölçü noktasında (K.Köşkünler, Konakbaşı) yukarıda sayılan nedenlerden ötürü görünür öz direnç eğrilerinde bozulmaların olduğu ve yönbağımlılığın arttığı görülmektedir. Elektrik alanın süreksizlik yüzeyine (fay düzlemi) dik ölçüldüğü durumlarda (E-dik) görünür öz direnç değerlerinin belirgin bir süreksizlik gösterdiği bilinmektedir. Fay düzlemine paralel durumda (E-paralel) ise görünür öz direnç değerleri düşey sınırın her iki tarafında gerçek öz direnç değerleri arasında yavaş ama sürekli bir geçiş gösterir. Dolayısı ile yanal doğrultudaki öz direnç değişimleri için E-dik (veya $\rho_{\perp}$) düşey doğrultulardaki öz direnç değişimlerinin modellenmesinde ise E-paralel (veya $\rho_{\parallel}$) verilerine daha fazla ağırlık verilmelidir.

İletken yüzey tabakasının altında kalınlığı DB yönünde 13.5 km, KG yönünde ise 3.5 km olarak bulunan yüksek öz dirençli bir ortam bulunmaktadır. Ofiyolit ve karbonat istifinden oluştuğu düşünülen bu yapının altında ise kalınlığı 1500-1900 m arasında değişen iletken bir ara katman yer almaktadır.

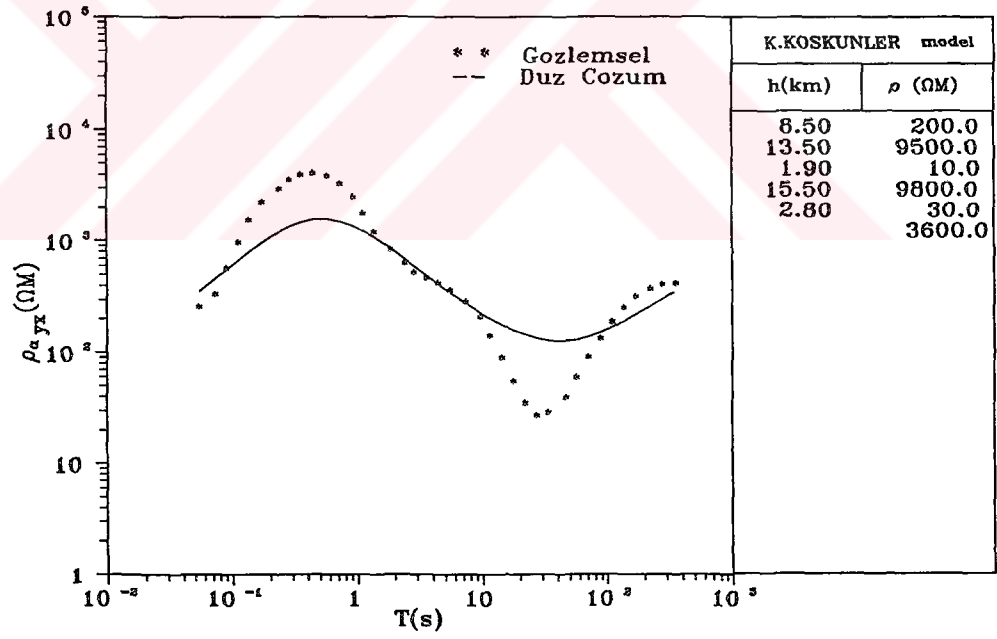
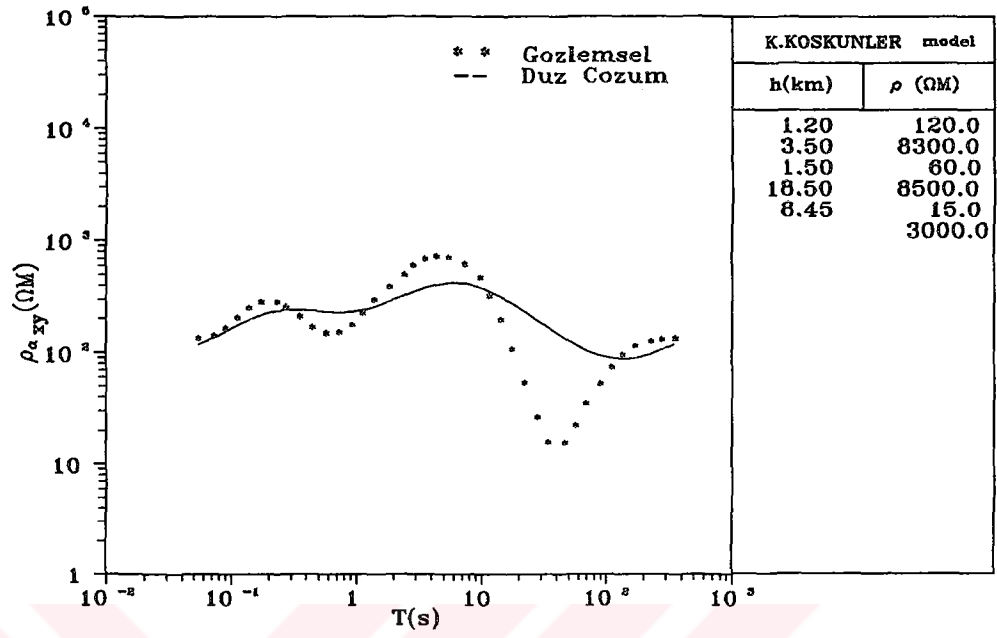
Bundan sonra gelen ve kalınlığı 15.5-18.5 km arasında değişen

ve yüksek öz dirence sahip kalın katmanın alt kabuğa karşılık geldiği düşünülmektedir. Yaklaşık 30 km derinliğe kadar devam bu katmanı izleyen ve kalınlığı 3000 - 8000 m arasında değişen iletken katmanın bir geçiş bölgesine karşılık geldiği sanılmaktadır.

Şekil 3.35’de verilen yönbağımlılık eğrisi, KG yönünde daha iletken (2 s’den küçük periyotlara karşılık gelen) veya daha kalın katmanın olduğunu göstermektedir. Orta periyotlardaki pozitif yönbağımlılık katsayısı değerleri bu derinlikteki kayaçların DB yönünde daha iletken olduğunu gösteriyor. Daha derin kesimleri gösteren büyük periyotlarda ise malzeme tekrar KG yönünde iletken davranmaktadır (Şekil 3.43). Daha önce de belirtildiği gibi eğrilerdeki bu yönbağımlılık, büyük ölçüde ölçüde faylanmalar ve dağların kenar etkilerinden kaynaklanmaktadır.

Şekil 3.36’de verilen çarpıklık analizi incelendiğinde bu nokta için öncül bilgi sağlayan 1-B modellemeye ilave olarak iki veya üç boyutlu modelleme yaklaşımlarının kullanılmasının daha faydalı olabileceği görülmektedir. Bu noktadaki verilere ait modelleri iyileştirmek için uygulanan ters çözüm sonuçları şekil 3.30(a) da, yer elektrik modelleri ise şekil 3.31 de görülmektedir.

Akyazı istasyonu: Bu noktada alınan ölçülerden hesaplanan görünür öz direnç verileri ve türetilen yeraltı modeli şekil 3.27’de verilmiştir. 1-25 Hz frekans aralığında MT alan bileşenleri kayıt edilemediğinden bu frekans bandına ait görünür öz direnç verisi ($\rho_{\perp}$ ve $\rho_{\parallel}$) yoktur. Sedimanter havzanın ortasında ve alüvyonun üzerinde yeralan Akyazı’da yüzey tabakası için hesaplanan kalınlık 3500 m civarındadır. Bu yüzey

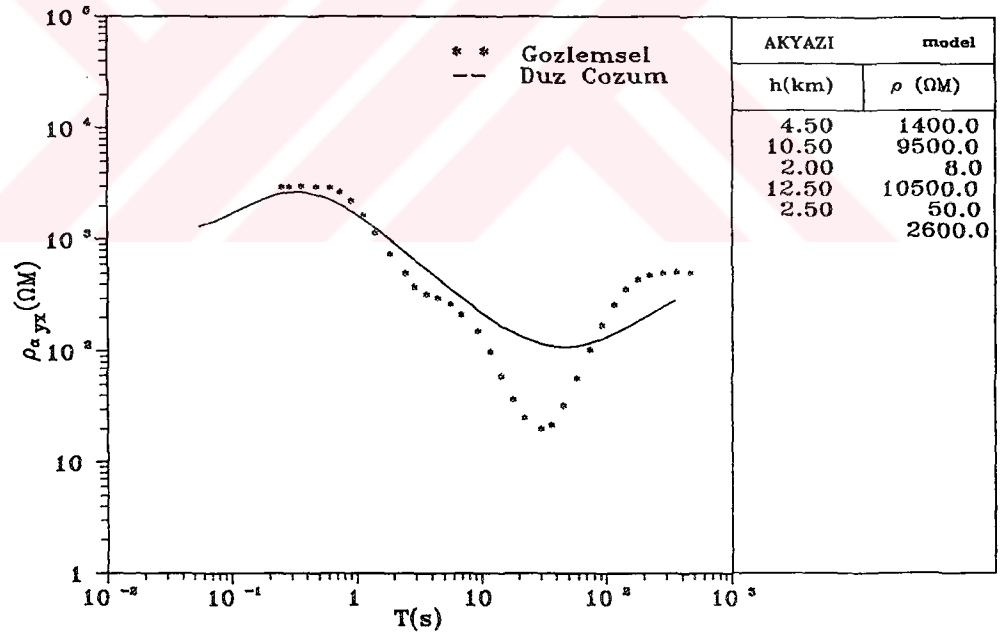
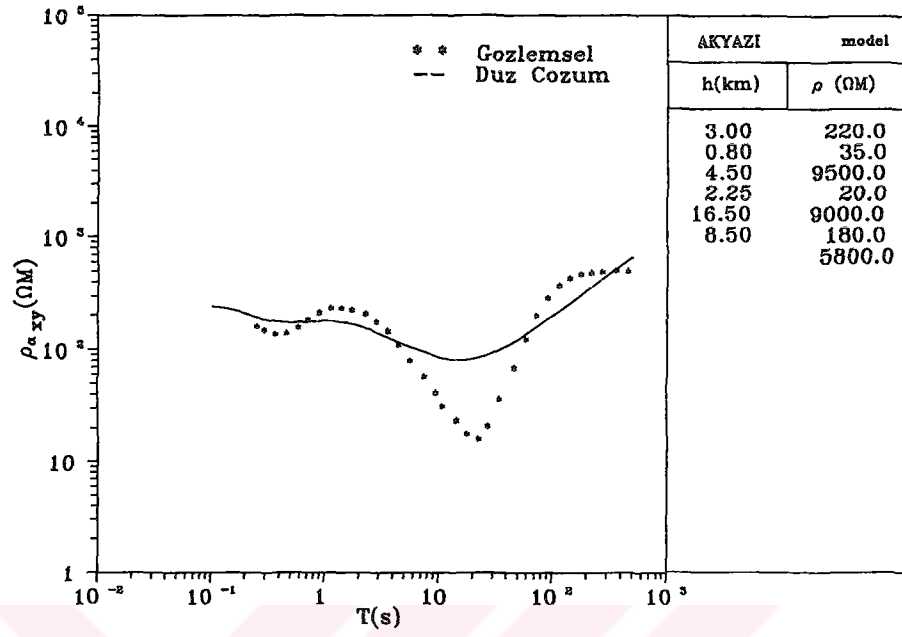


Şekil 3.26 K.Köşküler istasyonu görünür öz direnç verileri ve değerlendirme sonuçları

tabakası başta kalınlığı birkaç yüz metreyi bulan Kuvaterner alüvyon olmak üzere Paleozoik ofiyolitik seriye kadar değişik birimleri içermektedir. Yüzey tabakasının altında diğer tüm noktalarda benzeri görülen, yüksek öz dirençli ve kalınlığı KG yönünde 4500 m, DB yönünde 10 km olarak bulunan bir katman yer almaktadır. Her iki yöndeki öz dirençlerden yararlanarak türetilen ortalama yer modelinde bu tabakanın kalınlığı 8 km olarak bulunmuştur.

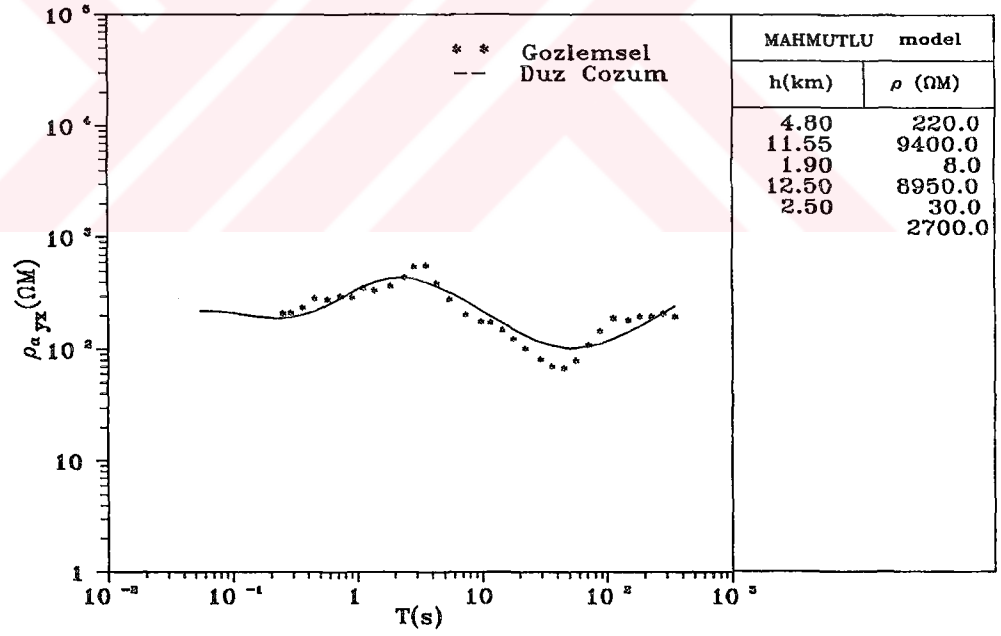
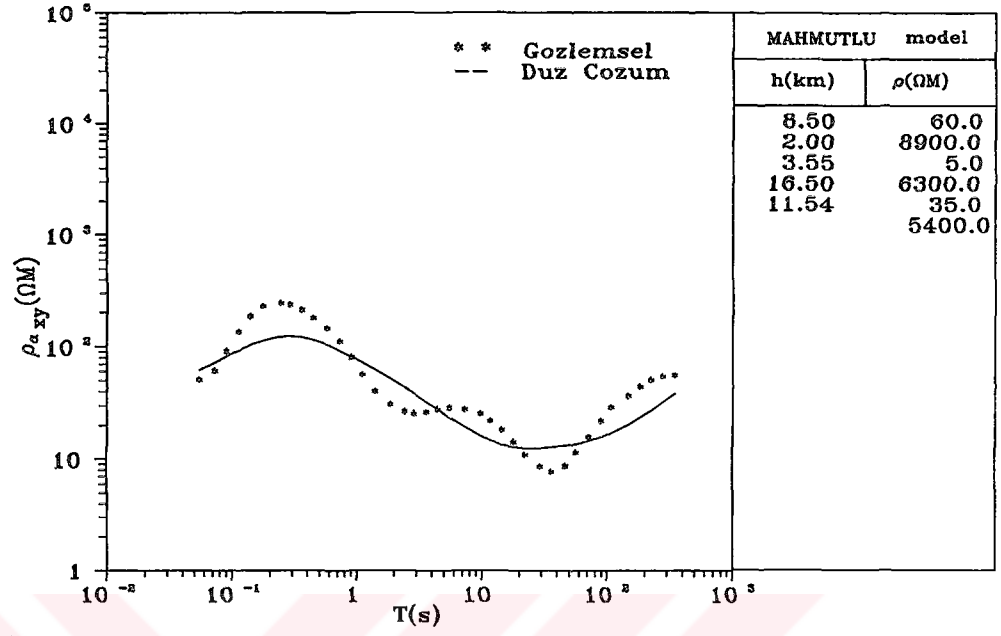
Çok düşük frekanslar dışında genelde yapının KG yönünde daha iletken olduğunu şekil 3.37 deki yönbağımlılık eğrisinden ve şekil 3.43 deki iletkenlik modelinde görebilmekteyiz. 30 s periyodundan yüksek periyotlara karşılık gelen derinliklerde ise yapı DB doğrultusunda iletken davranmaktadır. Her iki yöndeki görünür öz direnç eğrisi 20 s periyodu civarında yüksek iletkenliğe sahip bir katman göstermektedir. Bu istasyondaki verilere uygulanan ters çözüm sonuçları şekil 3.29(a)'da, yer elektrik modeli şekil 3.32'de ve çarpıklık analizi sonuçları şekil 3.38'de verilmektedir.

Yüksek öz dirençli katmanın altında yer alan ve her iki yöndeki öz direnç verilerinin değerlendirmesine göre kalınlığı yaklaşık aynı çıkan ince iletken katmanın kalınlığı yaklaşık 2 km civarındadır. Bunun altında yer alan ve kalınlığı ortalama olarak 15 km civarında olan dirençli katmanı, kalınlığı yaklaşık 10 km'ye ulaşan iletken bir katman izlemektedir. En altta yer alan yarı sonsuz ortam bu katmana göre yüksek öz dirence sahiptir.

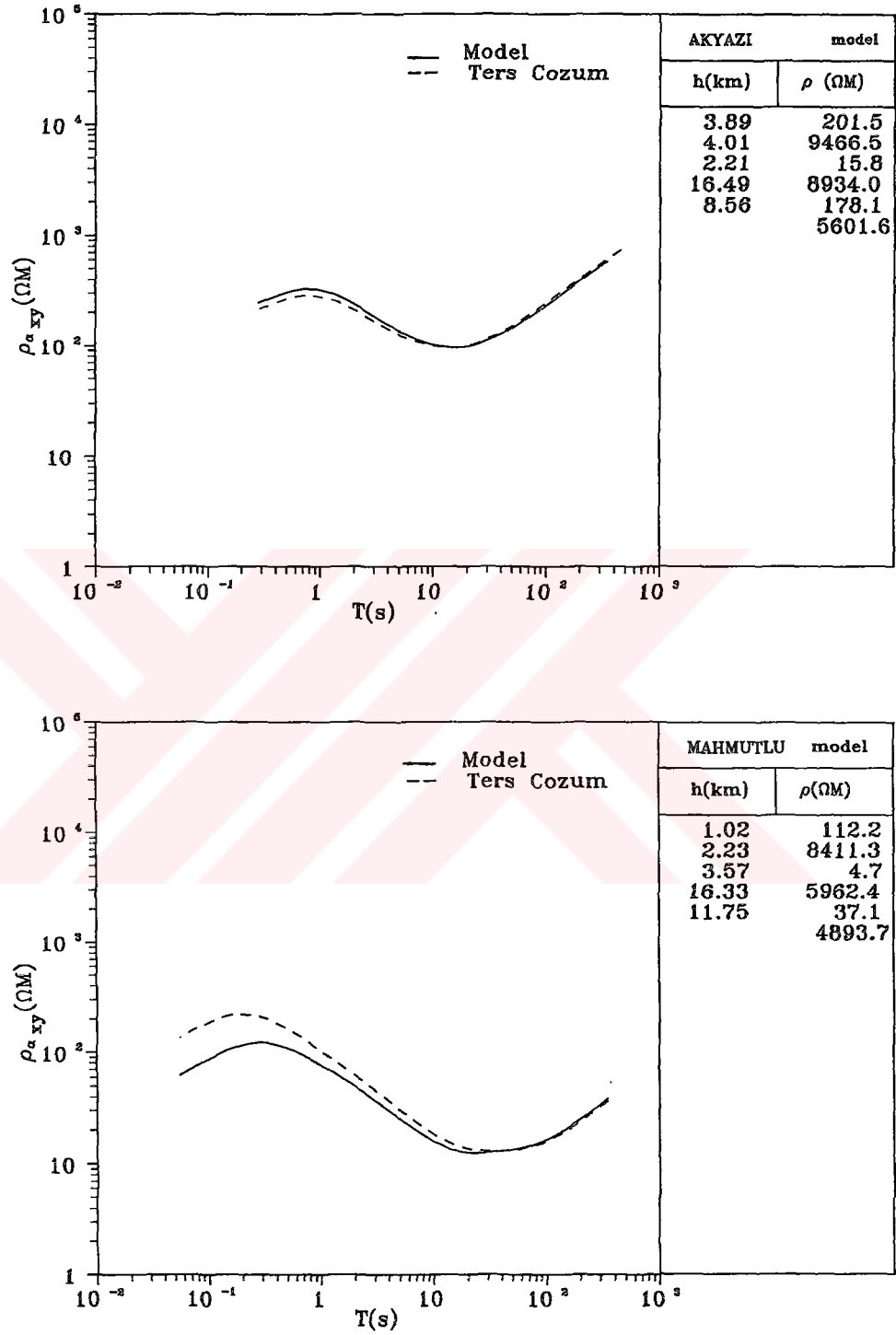


Şekil 3.27 Akyazi MT istasyonu görünür öz direnç verileri ve değerlendirme sonuçları

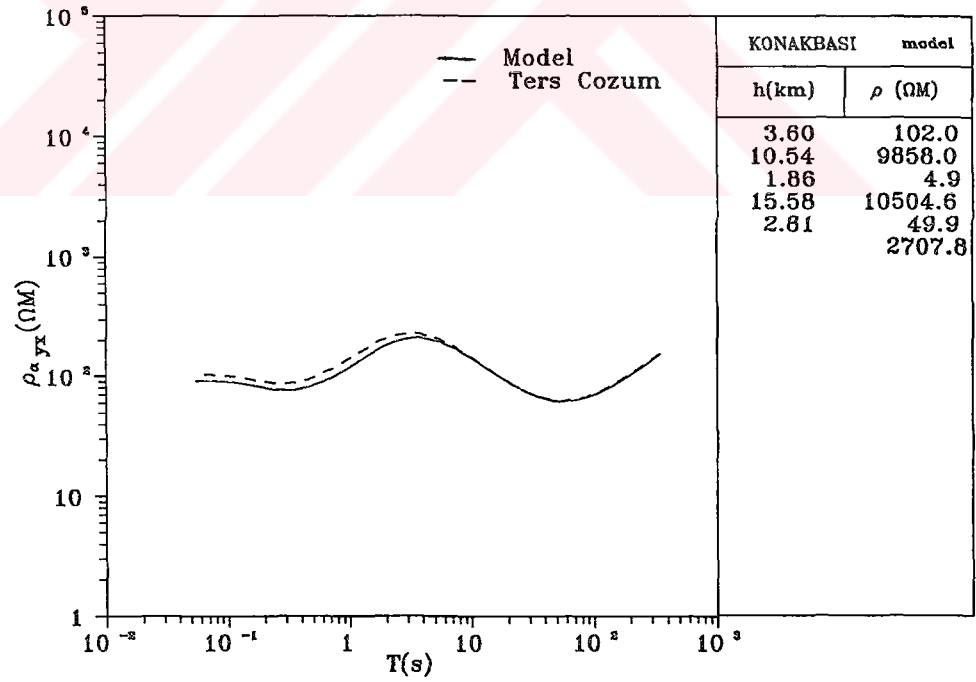
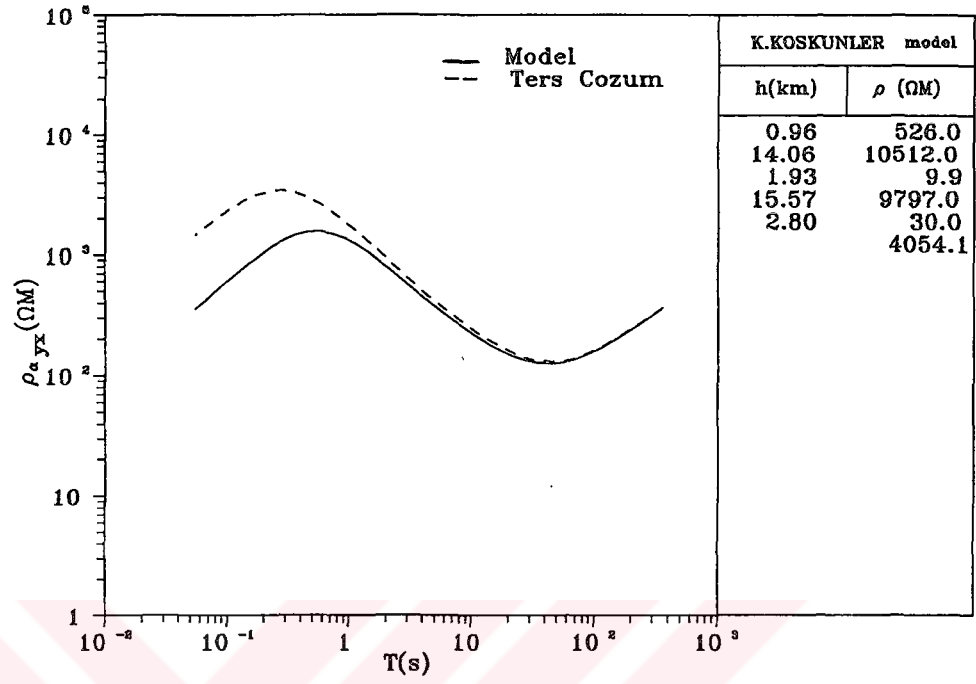
Mahmutlu İstasyonu: Fırat'ın iki kola ayrılarak oluşturduğu bir adacığın üzerinde yer alan Mahmutlu istasyonu da kalın alüvyon tabakasının üzerinde yer almaktadır. Yapay gürültüler nedeniyle bu istasyonda da 1-25 Hz frekans aralığında E_y , H_x alan bileşenleri ölçülemediğinden ρ_{yx} eğrisine ait bu frekans aralığında veri yoktur. Değerlendirme sonucu elde edilen görünür öz direnç verileri, model ve model tepkileri ile birlikte şekil 3.28'de verilmiştir. Genel olarak model tepkisi ile arazi verisi arasındaki uyum (özellikle ρ_{yx} için) iyidir. Yüzeydeki sedimanter tabakanın kalınlığı Mahmutluda KG yönünde 850 m iken DB yönünde 4 km kadar çıkmıştır. Yüzey tabakasını izleyen dirençli katman 10 km'ye kadar devam etmektedir. Bunu izleyen iletken tabakanın kalınlığı, DB yönünde 1900 m, KG yönünde ise 3500 m olarak bulunmuştur. İletken tabakanın altında yer alan ve alt kabuk malzemesi olduğu düşünülen dirençli katmanın kalınlığı DB yönünde 12.5 km iken KG yönündeki verilerden 16.5 km olarak bulunmuştur. Bu katman için ortalama olarak söylenebilecek kalınlık ise 14.5 km'dir. Bu katmanı izleyen iletken katmanın kalınlığı DB yönündeki değerlendirmeye göre 2500 m bulunurken KG yönündeki değerlendirmeye göre 11.5 km olarak bulunmuştur. En alttaki yarı sonsuz ortam yüksek öz dirençlidir. Bu noktaya ait görünür öz direnç ve yönbağımlılık eğrilerine bakıldığında özellikle 1 s'den sonra öz direnç eğrilerinin birbirine paralel oldukları ancak yönbağımlılığın negatif yönde büyük değerler aldığı görülmektedir. Şekil 3.39'da verilen yönbağımlılık katsayısı eğrisinden de görülebileceği gibi 1 s'lik periyottan sonra tüm periyotlara karşılık gelen derinliklerde yapı KG yönünde iletken davranmaktadır. Aynı özellik şekil 3.43'de verilen iletkenlik modelinde daha açık görülmektedir.



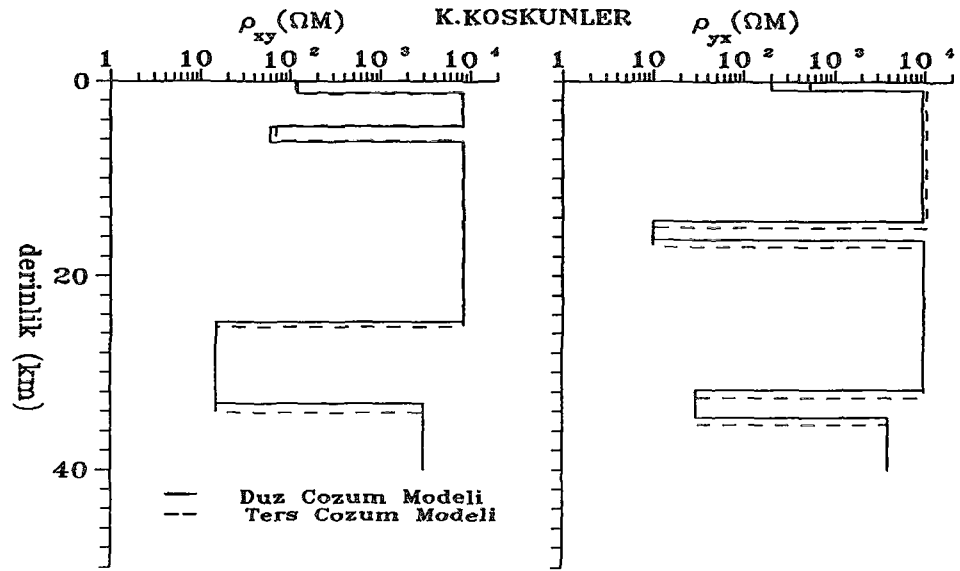
Şekil 3.28 Mahmutlu ölçü istasyonuna ait görünür öz direnç verileri ve değerlendirme sonuçları



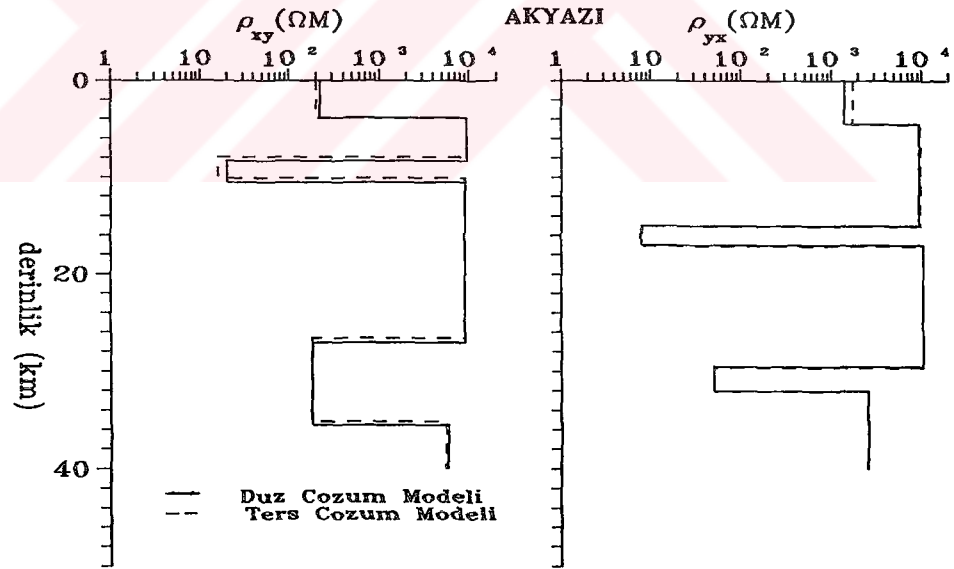
Şekil 3.29 (a) Akyazi istasyonu ρ_{xy} , (b) Mahmutlu istasyonu ρ_{xy} verilerine ait ter çözüm sonuçları.



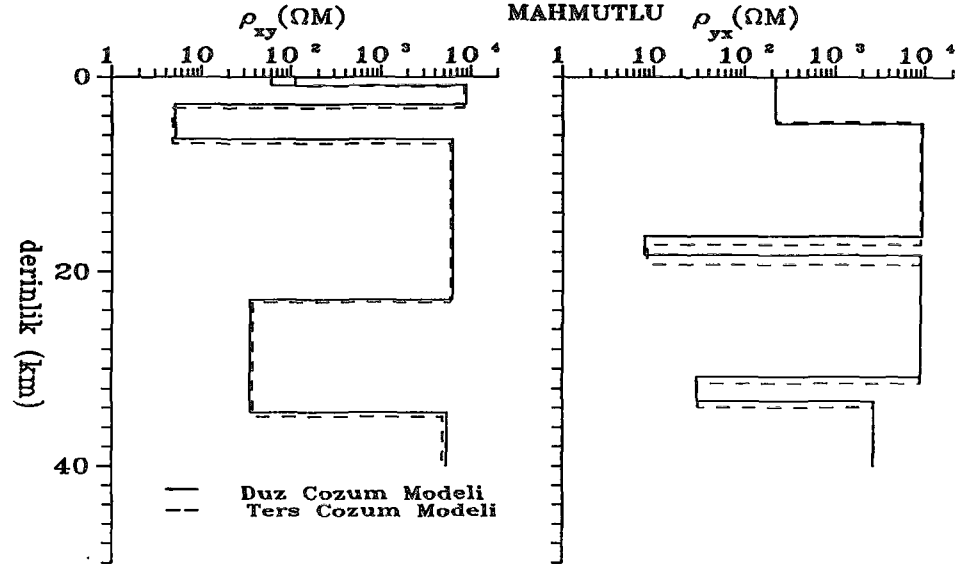
Şekil 3.30 (a) K.Köşküler istasyonu ρ_{yx} , (b) Konakbaşı istasyonu ρ_{yx} verilerinin ters çözüm sonuçları.



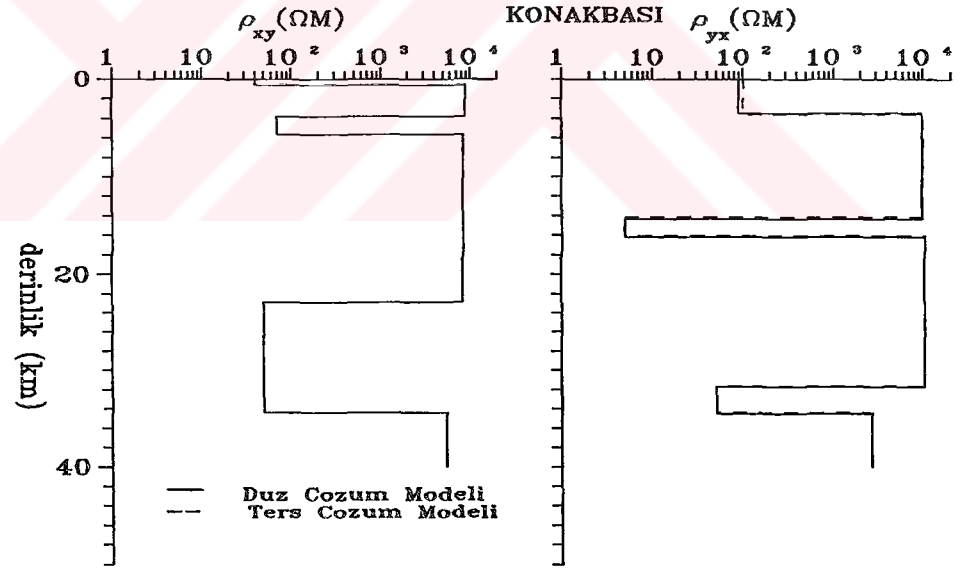
Şekil 3.31 K.Köşküler MT istasyonunda elde edilen yer elektrik modeli



Şekil 3.32 Akyazı MT istasyonu yer elektrik modeli.



Şekil 3.33 Mahmutlu istasyonu yer elektrik modeli.



Şekil 3.34 Konakbaşı yeraltı elektrik modeli.

3.4.1 Yönbağımlılık

İki boyutlu ortamlarda jeolojik uzanıma paralel (ρ_{xy}) ve dik (ρ_{yx}) doğrultuda ölçülen görünür öz diren eğrileri özellikle düşey sınırlar civarında veya farklı iletkenlik gösteren derin yapıların üzerinde birbirinden uzak değerler alırlar [20]. Katmanların kendi içlerinde çeşitli yönlerle göre ortaya koydukları farklı kayaç dokusu, çatlaklık, bozuşma gibi olaylar, elektriksel iletkenliklerinin yönlerle göre değişik olarak gözlenmesine neden olurlar. Yönbağımlılık katsayısı (λ) birbirine dik doğrultularda hesaplanan öz dirençlerin oranından:

$$\lambda = \left(\frac{\rho_{xy}}{\rho_{yx}} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.12)$$

bağıntısı ile tarif edilir. Kayaçların öz dirençleri büyük bir değer aralığında saçıldığından, yönbağımlılık katsayısını da logaritmik ortamda göstermek alışılmış bir gösterim tarzıdır.

$$\log \lambda = 0.5 \cdot (\log \rho_{xy} - \log \rho_{yx}) \quad (3.13)$$

Logaritmik ortamda 3.13 eşitliğinde gösterilen yönbağımlılık katsayısından basit bir değerlendirme ile:

$\log \lambda = 0$	$\rho_{xy} = \rho_{yx}$	ortam tekdüze ve yönbağımsız
$\log \lambda > 0$	$\rho_{xy} > \rho_{yx}$	jeolojik uzanıma paralel iletken
$\log \lambda < 0$	$\rho_{xy} < \rho_{yx}$	Jeolojik uzanıma dik iletken

sonuçları elde edilir. Bir ölçü istasyonunda birbirine dik doğrultularda

hesaplanmış görünür öz direnç verileri varsa, frekansa karşılık hesaplanacak olan yönbağımlılık katsayısından kayaçların iletkenliklerinin veya yönbağımlılık özelliklerinin derinliğe bağlı olarak değişimleri incelenebilir. Bir doğrultu boyunca birden fazla noktada hesaplanmış yönbağımlılık verilerinden yararlanarak ortamın yönbağımlılık özelliklerinin incelenebileceği kesitler hazırlanabilir.

Yönbağımlılık özelliğinin var olduğunun saptandığı durumlarda her iki ölçüm doğrultusu için iki ayrı elektromanyetik alanın nüfuz derinliği söz konusudur. Aynı frekanstaki ölçmeler yöne bağlı olarak farklı derinliklerden bilgi taşıyacaktır. ρ_{xy} ve ρ_{yx} verileri kullanılarak her noktada hesaplanan yönbağımlılık grafikleri arazi eğrileri ile birlikte şekil 3.35-3.41 de verilmiştir.

3.4.2 Çarpıklık (Skewness)

Tekdüze ve yönbağımsız bir ortamda empedans tensörünün elemanları, $Z_{xx}=Z_{yy}=0$ ve $Z_{xy}=-Z_{yx}$ olup ölçü ekseninin yönbağımlılık eksenini ile çakıştığı bir boyutlu durumlarda ise

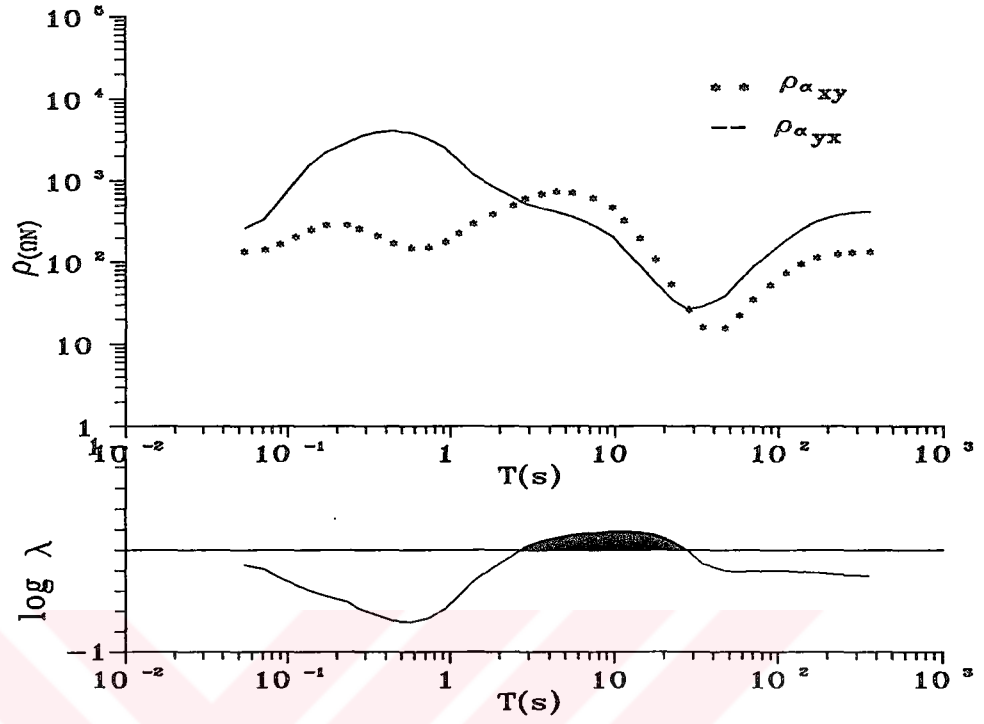
$$\begin{aligned} Z_{xx} &= Z_{yy} = 0 \\ Z_{xy} &\neq -Z_{yx} \end{aligned}$$

olacaktır. Yönbağımlılık nedeniyle ortaya çıkan ek empedansların toplamının $(Z_{xx}+Z_{yy})$, $(Z_{xy}-Z_{yx})$ büyüklüğüne oranı çarpıklık (skewness) olarak adlandırılır ve aşağıdaki gibi yazılır.

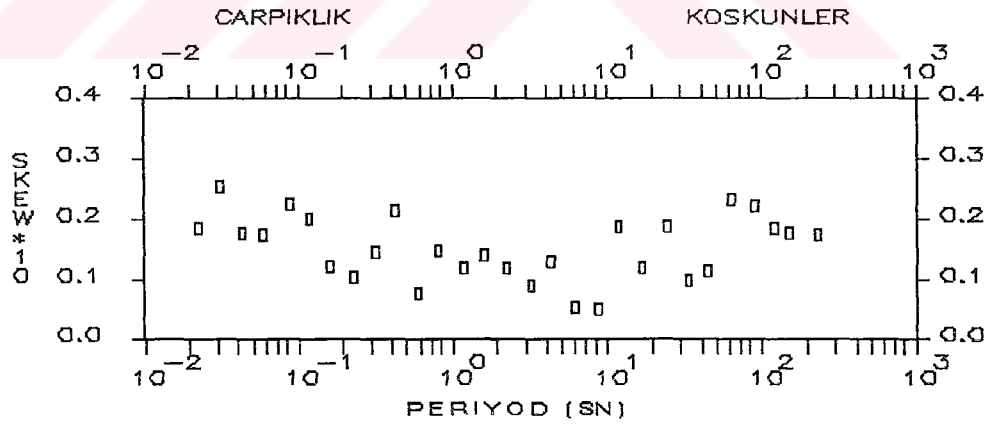
$$s = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \quad (3.15)$$

Çarpıklık parametresi modellemede hangi yaklaşımın kullanılabileceğine dair bilgi verir. Çarpıklığın sıfır yada sıfıra yakın olması durumunda ortamı bir boyutlu olarak ele alıp modelleyebiliriz. Çarpıklığın büyük çıkması durumunda ise değerlendirme iki veya üç boyutlu modellemeyle yapılmalıdır. Bu amaçla, özdirenç verilerinin değerlendirilmeleri açısından yorumu yönlendirmek için, tüm ölçü istasyonlarına ait çarpıklık değişimleri hesaplanarak şekil 3.36-3.42 de verilmiştir.

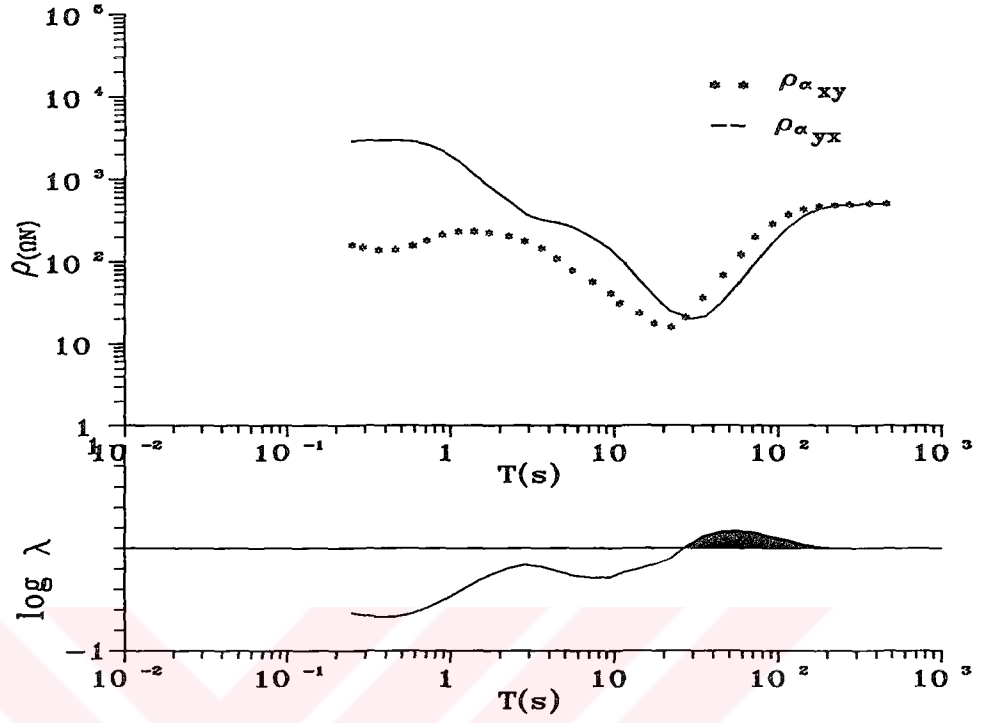




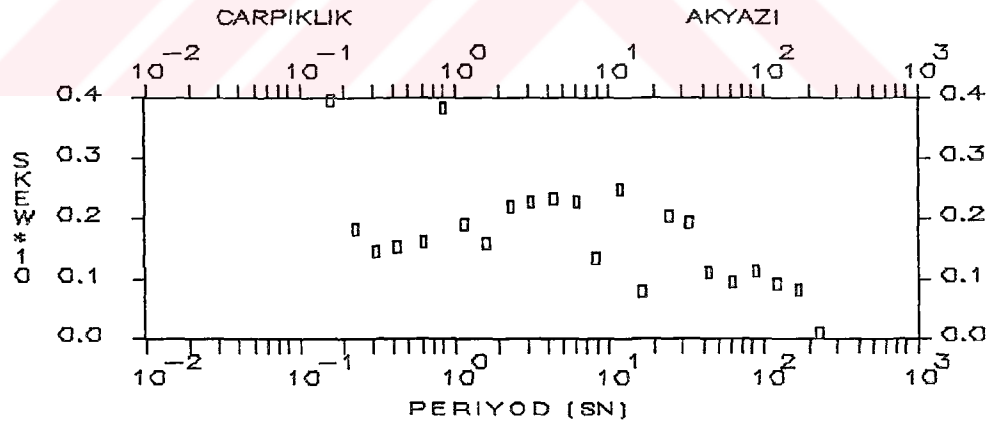
Şekil 3.35 K.Köşküler istasyonu görünür öz direnç verileri ve yönbağımlılık



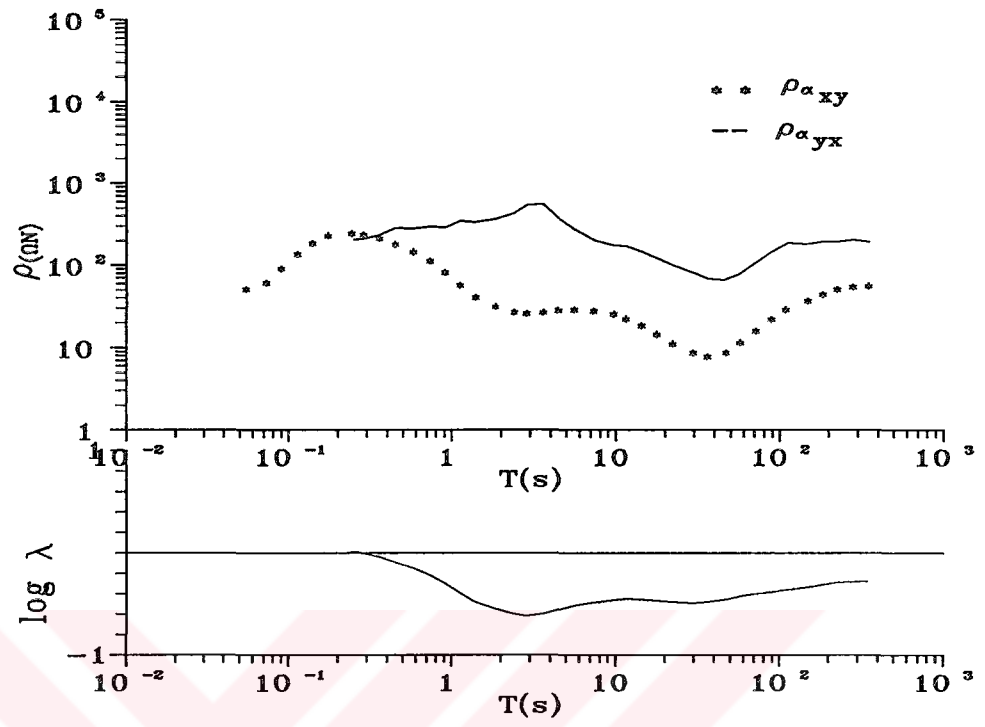
Şekil 3.36 K.Köşküler istasyonu MT verilerinin tensörel empedans analizinden hesaplanan çarpıklık (skewness).



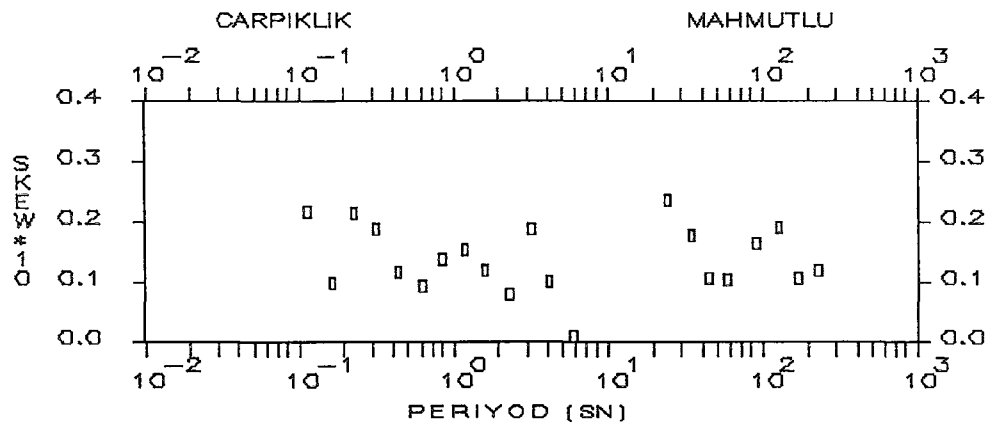
Şekil 3.37 Akyağı istasyonu için arazi eğrileri ve yonbağımlilik



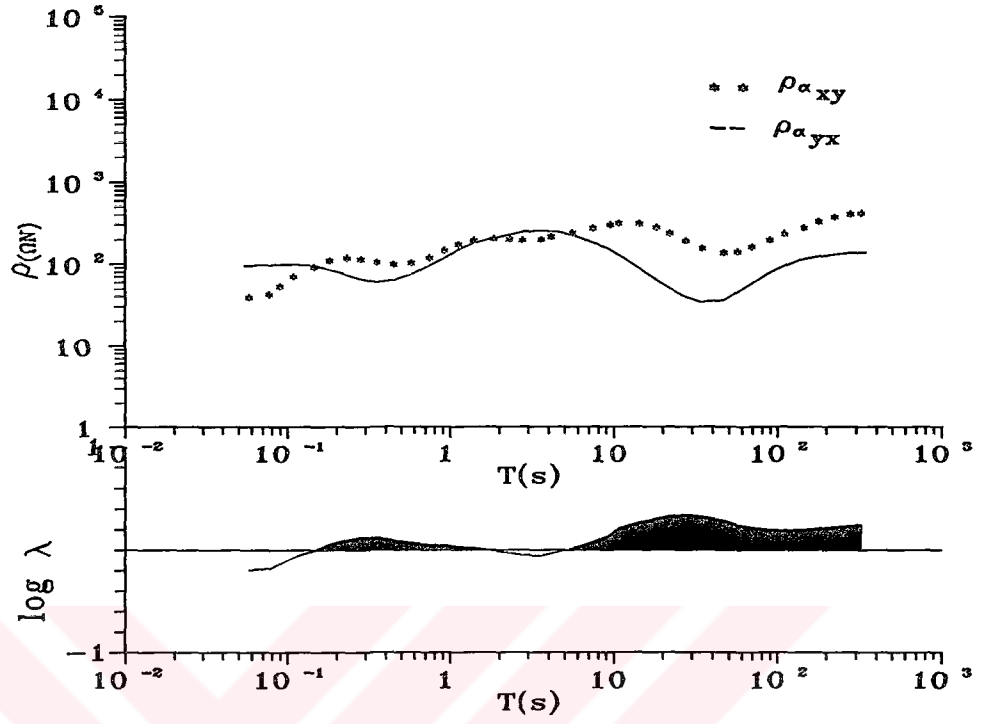
Şekil 3.38 Ayazı istasyonu tensörel empedans verilerinden hesaplanan çarpıklık



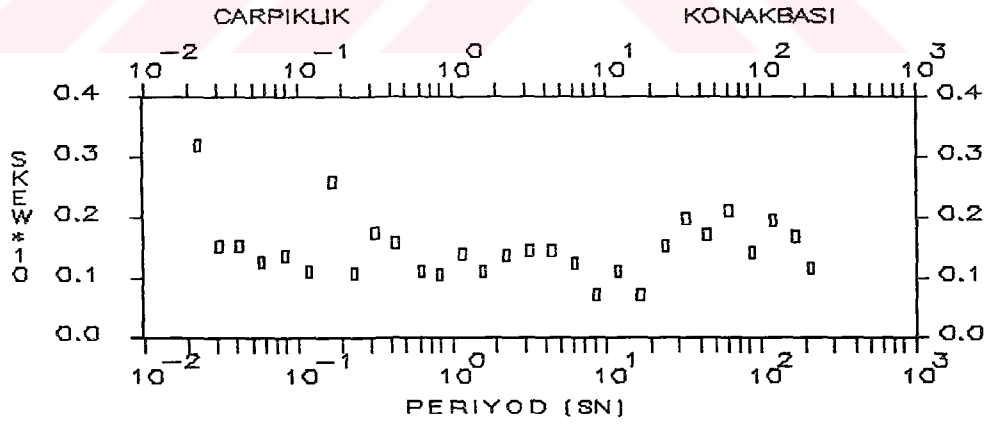
Şekil 3.39 Mahmutlu istasyonu görünür öz direnç ve yönbağımlılık eğrileri



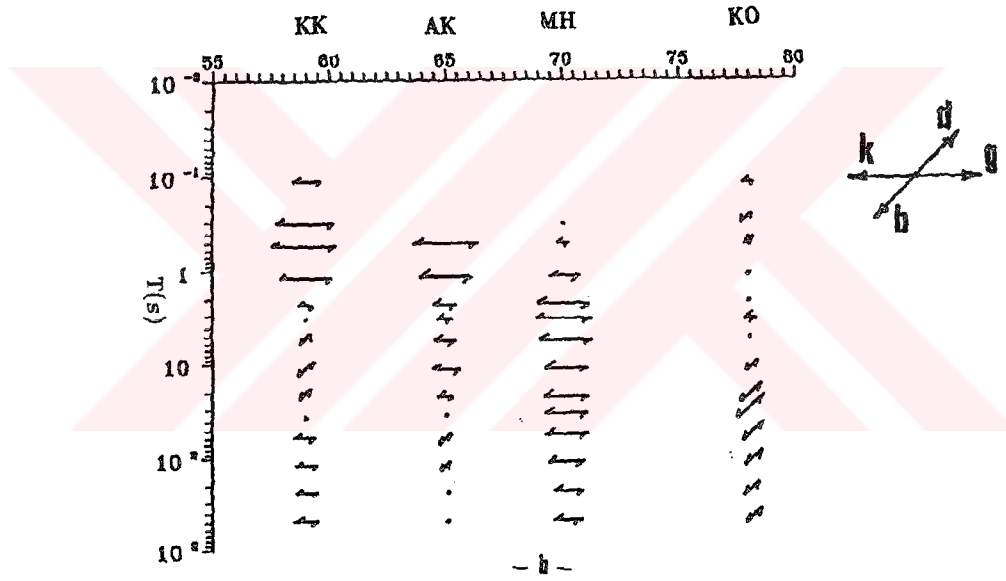
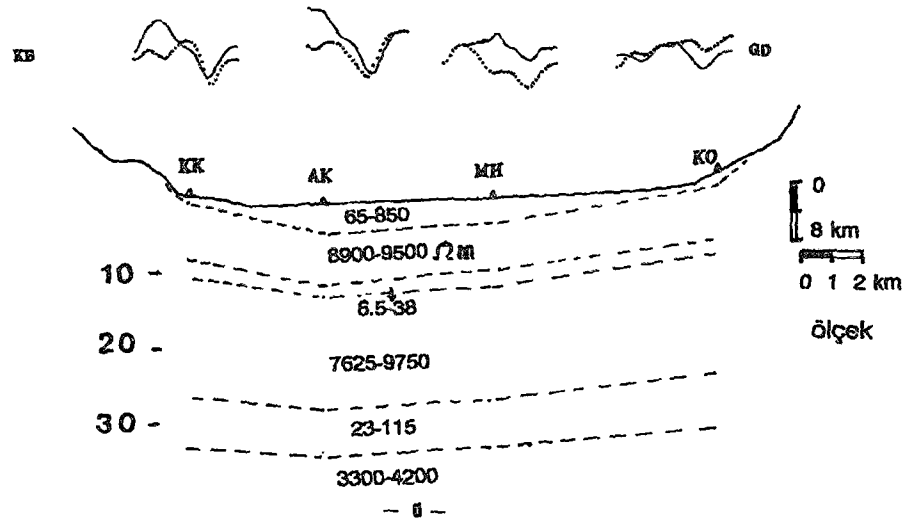
Şekil 3.40 Mahmutlu istasyonu verilerine ait çarpıklık analizi sonuçları



Şekil 3.41 Konakbaşı istasyonu görünür öz direnç ve yönbağımlılık eğrileri



Şekil 3.42 Konakbaşı istasyonu MT verilerinin analizinden saptanan çarpıklık.



Şekil 3.43 (a) Dört istasyona ait verilerden çıkarılan yerlektrik modeli, (b) her bir istasyon için derinlere doğru iletkenlik ve yönbağımlılık değişimini gösteren iletkenlik modeli

— : K-G yönünde iletken, ↗ : D-B yönünde iletken
 • : DB-KG yönünde aynı iletkenliğe sahip

SONUÇLAR

Erzincan çevresi, Türkiye'nin Jelojik açıdan en karmaşık bölgelerinden biridir ve farklı suture kuşaklarının birbirine kavuştuğu bir jeolojik düğümün üzerinde yer almaktadır. Bölge bu karmaşık yapısını Mesozoyik başından Tersiyer ortasına kadar süren farklı okyanus açılma ve kapanma dönemlerinde kazanmıştır. Ovanın jeolijisi, açılmasına neden olan genç yanal atımlı fayların etkisi ile daha da karmaşık hale getirilmiştir. Yaklaşık olarak 25 km genişliğinde, KB-GD yönünde 50 km uzunluğunda bir yamuk şeklindeki Erzincan ovası bölgedeki yanal atımlı fayların ortaklaşa etkisi ile gelişmiş bir çek-ayır (PULL-APART) havzadır.

Erzincan ovasında dört istasyonda (K.Köşkünler, Akyazı, Mahmutlu ve Konakbaşı) ölçülen görünür öz direnç verilerinin tamamı hemen hemen aynı karakterdedir ve birbiriyle uyumlu altı yada yedi tabakalı yer modelleri ile modellenenilmektedir. Eğrilerin tamamında çok derinlere karşılık gelen düşük frekanslarda çok iletken bir tabaka görülmektedir. Benzer bir iletken tabaka orta frekanslarda da görülmektedir. Modelleme sonucunda ilk iletken katman 12-15 km'de, ikinci iletken katman ise 30 km civarında bulunmuştur. Yüksek frekanslarda ise eğrilerde belirgin bir bozulma görülmektedir.

Dört istasyona ait görünür öz direnç verilerinin değerlendirilmesiyle, ρ_{yx} den yararlanarak bulunan katman kalınlıkları, bazı durumlarda ρ_{xy} dan bulunan katman kalınlıklarından oldukça farklı çıkmıştır. Bu

farklılığa, bölgede bol miktarda bulunan yanal atımlı fayların ve ölçü noktalarına yakın bulunan dağların kıyı etkileri neden olmaktadır. Farklı suture kuşaklarının birbirine kavuştuğu ve bol miktarda kırıkla jeolojik yapısı oldukça karmaşık hale gelen Erzincan havzasında bu tür etkiler beklenmelidir. Kuzeydeki K.Köşkünler istasyonu ile güneydeki Konakbaşı istasyonu hem fay hattına yakın hem de dağların eteklerinde yer aldıklarından buraya ait görünür öz direnç eğrilerinin bu yapılardan etkilendiğini söyleyebiliriz. Elektrik alanın süreksizlik yüzeyine (fay düzlemine) dik ölçüldüğü durumlarda görünür öz direnç değerlerinin belirgin bir süreksizlik gösterdiği bilinmektedir. Diğer noktalara ait ortogonal görünür öz direnç eğrileri de önemli ölçüde yönbağımlılık gösterirler. Ortamın yönbağımlı olması durumunda her iki yön için iki ayrı nüfuz derinliği söz konusu olduğundan değerlendirme sonucunda bazı durumlarda aynı katman için ρ_{KG} den bulunan kalınlık ile ρ_{DB} dan bulunan kalınlık birbirinden oldukça farklı çıkmıştır. Bu farklılığa rağmen bütün noktalarda elde edilen görünür öz direnç eğrileri ve modeller birbiriyle son derece uyumludur.

Dört istasyona ait manyetotelürik verilerin değerlendirilmesiyle yüzeyde kalınlığı 850 m ile 3.8 km arasında değişen bir katman bulunmuştur. Kuzeyde Çimendağı'nın eteklerinde taraçalar üzerinde bulunan K.Köşkünler istasyonunda sedimanter tabakanın kalınlığı 1 km civarında iken profilin güney ucunu oluşturan ve Munzur Dağlarının eteklerinde yer alan Konakbaşı ölçü noktasında, DB yönündeki öz direnç verilerinden 3.5 km, KG yönündeki verilere göre ise 600 m civarında çıkmıştır. Ovanın ortalarında yer alan Akyazı ve Mahmutlu istasyonlarında sedimanter tabakanın kalınlığı 3.8 km civarında

bulunmuştur. Sedimanter tabakanın altında bulunan ve kalınlığı bütün ölçü noktalarında DB yönünde KG yönüne göre oldukça büyük çıkan bir katman yer almaktadır. Bütün ölçü noktalarında bu katman için ρ_{DB} dan bulunan kalınlık ortalama olarak 11 km, ρ_{KG} den bulunan kalınlık ise 3.5 km olarak bulunmuştur. Paleozoyik yaşlı ofiyolitik ve metamorfik serisinden oluştuğu düşünülen bu katmanın altında yine bütün istasyonlarda modellenen iletken bir katman yer almaktadır. Kalınlığı ρ_{DB} verilerinden ortalama olarak 1.9 km, ρ_{KG} verilerinden ise 2.8 km olarak bulunan bu katmanın alt kabuk altındaki geçiş zonu olduğu düşünülmektedir. İletken tabakanın altında yer alan ve kalınlığı 14-17 km arasında değişen yüksek öz dirençli katmanın üst kısma göre daha az kırılğan ve olasılıkla daha sıcak olan alt kabuk olduğu düşünülmektedir. DB verilerinden bu katmanın kalınlığı ortalama olarak 14 km, KG yönündeki verilerden ise 17 km olarak bulunmuştur. Kalınlığı 7-10 km arasında değişen iletken yeni iletken bir katman ise bu kalın katmanı izlemektedir.

Şekil 3.43 de de görüldüğü gibi Erzincan ovasında yeraltı yapısı, Konakbaşı ölçü istasyonu dışında genellikle kuzey-güney yönünde iletkenliğe sahiptir. Konakbaşı'nda ise doğu-batı yönünde iletkenlik göstermektedir. Okların yönü yapının iletkenlik yönünü gösterirken büyüklükleri de yönbağımlılık derecelerini göstermektedir.

Manyetotellürik verilerin modellenmesinde modelin iyileştirilmesi amacı ile uygulanan ters çözüm tekniği fazla etkili olmamıştır. İleri modelleme yolu ile bulunan modeller yeterli görüldüğünden, ağırlık ters çözümden ziyade bu tekniğe verilmiştir.

Profilde çakışan ait gravite anomalisi (MTA'dan alınmıştır) jeoelektrik modele destek bilgiler sağlaması açısından değerlendirilmeye çalışılmıştır. şekil 3.24'de görülen gravite anomalisi modelleme sonucuna göre üstteki sedimanter tabakanın kalınlığı jeoelektrik modelle uyumlu olarak 4 km civarında çıkmıştır. Gravite modelinde sedimanter tabakanın altında yer alan, geniş bir alanda görülen ve ortalama olarak 10-12 km derinliklere kadar uzanan tabaka serpantinleşmiş ofiyolit serisine karşılık gelebilir. Sedimanter tabaka ile alttaki birim arasındaki yoğunluk farkı -0.22 gr/cm^3 , yaklaşık 25 km'ye kadar uzanan katman ile altındaki birim arasındaki yoğunluk farkı -0.45 gr/cm^3 olarak modellenmiştir. Bu sınır büyük olasılıkla kabuğun alt sınırına karşılık gelmektedir. Ancak bu uzunlukta bir gravite profilinden kabuk ile ilgili bilgi vermek oldukça güçtür.

Bölgenin kabuk yapısı hakkında bilgi verecek jeofizik verisi yetersizdir. MT verilerin değerlendirilmesi ile elde edilen derin jeoelektrik yapısının doğrulunu tartışabilmek için diğer jeofizik yöntemlerle bölgeyi araştırmak gerekir. Örneğin bu amaçla öncelikle yörenin gravite-manyetik haritalarının değerlendirilmesi ile kabuk yapısının yorumlanması destek olabilecek bilgiler elde edilebilir. Aynı zamanda nc bilgiler veren bir boyutlu MT modellemeye ek olarak bölgenin iki ve üç boyutlu jeoelektrik modellemesinin yapılması daha sağlıklı bilgiler sağlayacaktır. Özellikle bölgenin bol kırıklı yapısı göz önüne alındığında bunun gerekliliği artmaktadır.

KAYNAKLAR

- [1] VOZOFF, K. 1972, The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins, Geophysics, v.37, no.1, p.98-141.
- [2] İLKİŞİK, O.M., 1980, Trakya'da yer kabuğunun manyetotellürik yöntemle incelenmesi, İ.T.Ü., Maden Fak. İSTANBUL.
- [3] KELLER, G.V., 1970, Electrical properties of the Crust: a survey of the literature. Colo.Sch.Mines Rep., N00014-70-C-0290
- [4] STRANGWAY, D.W., KOZIAR, A., 1979., Audio frequency magnetotelluric sounding - a case history of the Cavendish geophysical test range. Geophysics, 44, 1429-1446.
- [5] AL'PEROVICH, I.M., Bubnov, V.P., Varmalov, D.A., Konnov, Yu.K., Konovalov, Yu.F., Koshlakov, G.V., Chernyavskiy, G.A., Sheinkman, A.L., Yakovlev, I.A., 1977, Effectiveness of Magnetotelluric Exploration for studying Regions with Oil and Gas Prospects in the USSR. OTzN-TI, Moscow, 119.
- [6] TIKHONOV, A.N., 1950, Determination of the electrical characteristics of the earth's Crust, Dok. Akad. Nauk; USSR, 73, 295-297.
- [7] WU, F.T., 1968, The inverse problem of the magnetotelluric sounding, Geophysics, vol.33, no.6, p.972-979.
- [8] WAIT, J.R., 1962, Theory of magnetotelluric fields, J. Res. of NBS-D, 66D, 509-541.
- [9] CANİTEZ, N., 1992, Jeofizikte modelleme Kollokyumu Ders notları, İstanbul.
- [10] KELLER, G.V., and Frischknecht, F.C., 1970, Electrical methods in Geophysical prospecting, Pergamon Press, Oxford.

- [11] KAUFMAN, A.A., KELLER, G.V., 1981, Magnetotelluric sounding method, Elsevier, Amsterdam.
- [12] PATELLA, D., Tramacere, A., Dimaio, R., and Siniscalchi, A., 1991, Experimental evidence of resistivity frequency-dispersion in magnetotellurics in the Newbery (Oregon), Snake River Plain (Idaho) and Campi Flegrei (Italy) volcano-geothermal areas, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 48, 61-75.
- [13] PELTON, W.H., Ward, S.H., Hallof, P.G., Sill, W.R. and Nelson, P.H., 1978, Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP, Geophysics, 43, 588-609.
- [14] DI MAIO, R., Patella, D., and Siniscalchi, A., 1988, Sui Problema Del Uno Strato Electricamente Polarizzabile Mediante Misure Magnetotelluriche. Atti del II Convegno di Geomagnetismo ed Aeronomia, I.N.G., Rome.
- [15] PEDERSEN, J., and Hermance, J.F., 1986, Least-squares inversion of one dimensional magnetotelluric data; an assessment of procedures employed by Brown University; Survey in Geophysics, v.8, no.2, p.187-231.
- [16] MEJU, M.A., 1992, An effective Ridge Regression procedure for Resistivity data inversion; computers & Geoscience, v. 18, no. 2/3, p. 99-118.
- [17] MEJU, M.A., 1988, The Deep Electrical Resistivity Structure of the Great Glen Fault, Scotland: unpubl. Doctoral Dissertation, Univ. Edinburgh, 280p
- [18] TÜYSÜZ, O., 1992, Erzincan Çevresinin Jeolojisi, Türkiye deprem sorunu sempozyumu, 7-10, İSTANBUL.
- [19] Dİ, 1981, Erzincan Ovası Hidrojeolojik etüd raporu, ANKARA.
- [20] Çağlar, İ., 1993, Bilecik-Gölpazarı Sahası Jeotermal Potansiyelinin Manyetotellurik yöntemle araştırılması, İ.T.Ü. Araştırma Fonu Proje Raporu.

- [21] EYİDOĞAN, H., ÇAĞLAR, İ., 1994, 13 Mart 1992 Erzincan Depreminin Ana Şok ve Art Sarsıntılarının İncelenmesi ve Sahanın Jeofizik Özellikleri, İ.T.Ü. Araştırma Fonu Projesi Raporu, Proje No:362.,(Hazırlanmakta)
- [22] İLKİŞİK M., 1991, Kuzeybatı Anadolu'nun Derin Öz direnç Yapısı, Doğa Tr.J.of Eng. and Env. Sci. 14,598-617.
- [23] SWIFT,C.M.,Jr.,1986, A Magnetotellürik Investigation of Electrical Conductivity Anomaly in the Southwestern United States, Ph.D.Thesis, MIT.(Tezini Öz Olarak SEG Reprint Serisinde yayınlamıştır.) Edited by K.Vozoff, SEG Geophysical reprint series no.5, 156-166, Tulsa

EK KAYNAKLAR

CAGNIARD, L., 1953, Basic theory of the magnetotellürik method of geophysical prospecting; Geophysics, v.18, p.605-635.

COLE, K.S., and Cole, R.H., 1941, Dispersion and absorption in dielectrics; J. chem. Phys., v.9, p.341.

ERCAN, A., 1978, Manyetotelürik yöntem Ders notları, İstanbul.

FLIS, M.F., Newman, G.A., and Hohmann, G.W., 1989, Induced-polarization effects in time domain em measurements, Geophysics, v.54, no.4, p.514-523.

NEBATINI, S., and Ronkin, D., 1969, An inverse method of magnetotellürik analysis for a multilayered earth, Geopysics, vol.34, no.1, p.75-86.

PEDERSEN, L.B., and Rasmussen, T.M., 1979, Inversion of magnetotellürik data; A non-linear Least-squares approach Geophysical Prospecting 37, 669-695.

RANKIN, D., and PASCAL, F., 1983, A Practical Method for The Inversion of Magnetotelluric Data for a Layered Earth. Geophysics, vol. 48, no. 6, 736-744

SIMS, W.E., Bostick, F.X., and Smith, H.W., 1971, The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data: Geophysics, vol.36, no.5, p.938-942.



DÜZ ÇÖZÜMDE KULLANILAN FORTRAN PROGRAMI

```
C*****
C****
C**** N-Tabakalı Ortam İçin MT Düz Çözüm Yapan Program
C**** nf tane frekans FREKANS.DAT dosyasından okunur.
C**** model parametreleri MODEL.DAT dosyasından okunur
C**** nm tane modelin tepkileri FNAME.DAT dosyasından
C**** okunan dosyalara yazılır.
C****
C*****
      dimension rho(10),h(10),f(150),gam(150),ygam(150)
      dimension fazgor(150),rhogor(150),gorozd(150)
      real kt(150)
      character*10 fname
      open(unit=2,file='frekans.dat',status='old')
      open(unit=3,file='model.dat',status='old')
      open(unit=4,file='fname.dat',status='old')
      read(2,*) nf
      read(2,*)(f(ig),ig=1,nf)
      read(3,*) nm,nt
      nym=1
1    read(3,*)(rho(i),i=1,nt)
      read(3,*)(h(i),i=1,nt-1)
      read(4,'(A)') fname
      pi=4.*atan(1.)
      do j=1,nf
         ff=f(j)
         kt(j)=1./f(j)
         call mtduz(nt,rho,h,ff,rhogor(j),fazgor(j))
         gorozd(j)=rhogor(j)/rho(1)
      end do
      open(unit=nym+6,file=fname)
```

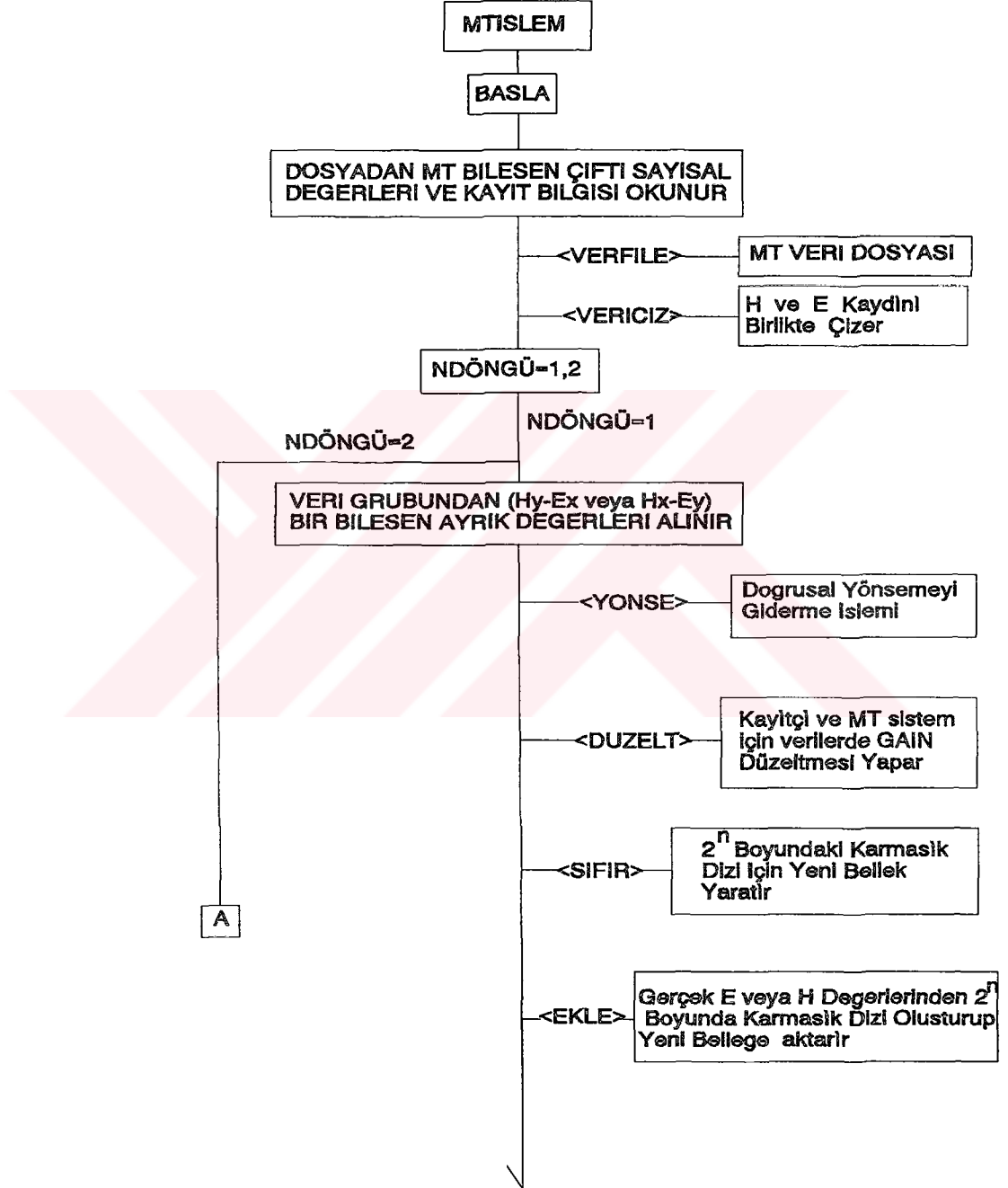
E2

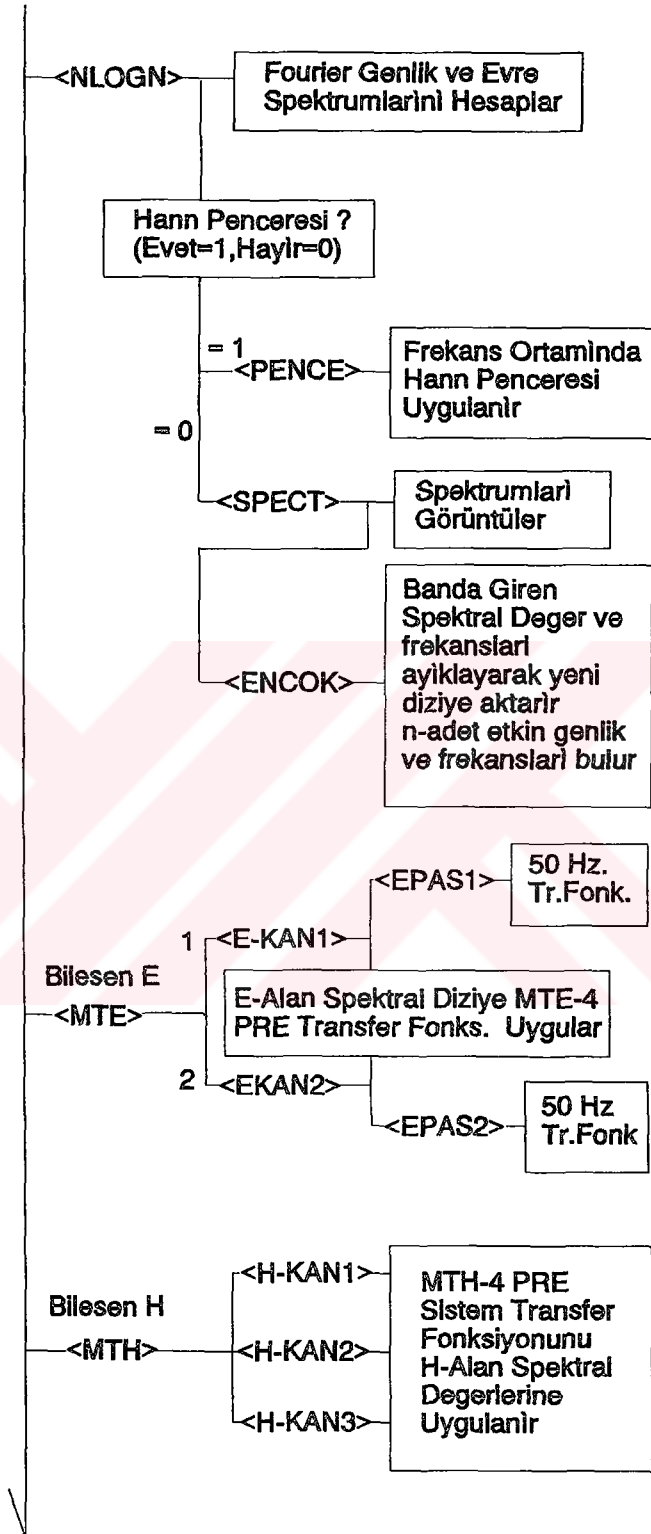
```
write(nym+6,11) (f(iz),kt(iz),gorozd(iz),fazgor(iz),iz=1,nf)
11  format(2x,4e25.3)
    if (nym.eq.nm) goto 121
    nym=nym+1
    if(nm.gt.nym) goto 1
    goto 1
121  continue
    end
    subroutine mtduz(nts,ozd,tk,fr,gozd,faz)
    complex gamma(10),g1,zer,emp(10),gba,gaex,gamex,ge1,ge2
    complex emust,emalt,zemp
    dimension ozd(10),tk(10)
    pi=4.*atan(1.)
    emu=4.*pi*1.0e-7
    omega=2.*pi*fr
    zer=cplx(0.0,1.)
    om=omega*emu
    oz1=ozd(nts)
    g1=zer*(om/oz1)
    gamma(nts)=csqrt(g1)
    emp(nts)=gamma(nts)*ozd(nts)
    int=nts-1
    do i=1,int
        ik=nts-i
        gba=zer*om/ozd(ik)
        gamma(ik)=csqrt(gba)
        gaex=-2*gamma(ik)*tk(ik)
        gamex=cexp(gaex)
        ge1=1-gamex
        ge2=1+gamex
        emust=gamma(ik)*ozd(ik)*ge1
        emust=emust+emp(ik+1)*ge2
        emalt=gamma(ik)*ozd(ik)*ge2
        emalt=emalt+emp(ik+1)*ge1
        emp(ik)=gamma(ik)*ozd(ik)*emust/emalt !empedans hesabi
    end do
    zemp=emp(ik)
    zreal=real(zemp)
    zimag=aimag(zemp)
    faz=zimag/zreal
```

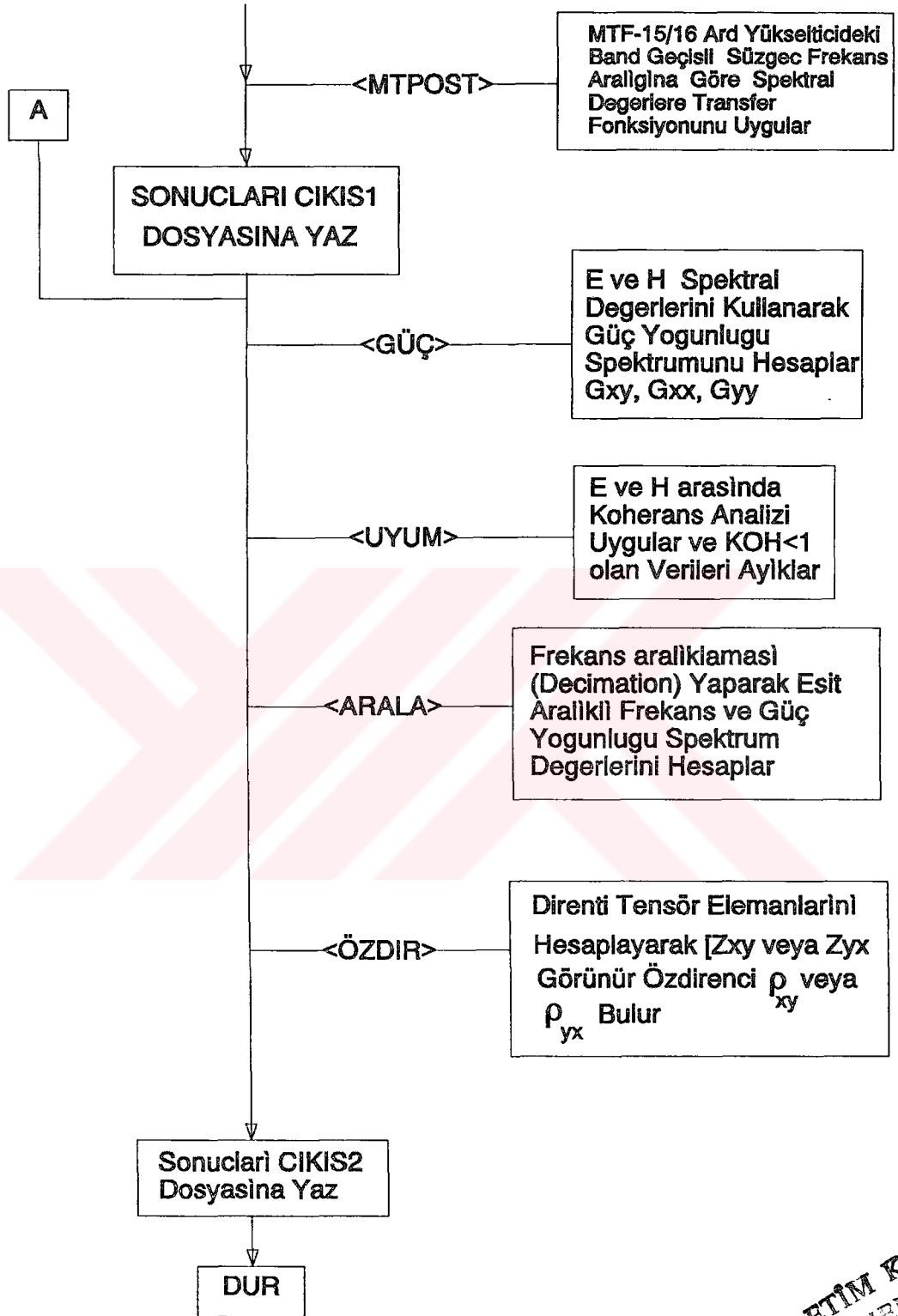
E3

```
faz=(180./pi)*atan(faz)
zap=cabs(zemp)
gozd=(1./om)*zap*zap
return
end
```









ÖZGEÇMİŞ

Hıdır AYGÜL, 1968 yılında Tunceli’de doğdu. Lise öğrenimini İstanbul Bakırköy İbrahim Turhan Lisesi’nde 1987 yılında tamamladı. 1991 yılında İ.T.Ü. Maden Fakültesi’nden Jeofizik Mühendisi olarak mezun oldu. Halen Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Yer Fiziği Anabilim Dalı’nda Araştırma Görevlisi olarak çalışmaktadır.

