

JEOFİZİK MODELLEMEDE SVD ANALİZİ

SVD Analysis in Geophysical Modelling

O. Metin İLKİŞİK*

1. ÖZET

Tekil değer ayırımı (SVD) tekniği kullanılarak ters çözümlenin etkinliği araştırılmıştır. Duyarlık matrisine SVD ayırımı uygulayarak yorumların istatistik açıdan değerlendirilmesinin, bazı belirli model değişkenlerinin önemini saptamakta yararlı olduğu ve ayrıca düşünülen bir araştırmanın planlanmasında ön bilgiler sağladığı aşağıda gösterilmiştir.

Trakya'da TKH manyetotelürik ölçü noktasında önerilen yerkabuğu modeli (İlkışık 1980), SVD tekniği kullanılarak analiz edilmiştir. Jeoelektrik modelin doğasına bağlı olarak, elde edilen en duyarlı bilgilerin en üstteki tortul örtüye ve yerkabuğunun toplam kalınlığına ait olduğu gösterilmiştir. Düşünülen modellerde 40-50 km derinliklerde iletkenliği yüksek bir üst manto katmanı yer almakta ise de özgül iletkenliğin (veya direncin) gerçek değeri tam olarak saptanamamış olmalıdır.

1. ABSTRACT

The efficiency of inversion using the singular value decomposition (SVD) technique is investigated. It is shown that statistical evaluation of the sensitivity matrix can be helpful to define the importance of some particular model parameters and also provides a priori knowledge to plan a proposed survey.

The suggested earth's crust model on magnetoteluric site TKH in Thrace (İlkışık 1980) is analysed using SVD technique. Due to the nature of the geoelectrical model, it is shown that most precise information is obtained regarding uppermost sedimentary cover and the total thickness of the earth's crust. Although the proposed models include a highly conducting upper mantle layer within the depth of 40 to 50 kms, the exact value of the specific conductivity (so the resistivity) should be badly estimated.

GİRİŞ

Jeofizik araştırmalarda uygun yöntemler ile yeraltı yapısının bazı fiziksel özelliklerinin ve geometrisinin belirlenmesi istenir. Özelliklerin niceliğinin, yanal ve düşey yönde sürekli veya süreksiz değişiminin saptanması "modelleme" işlemini oluşturur. Modelleme yalnızca jeofizik gözlemleri içeren ön-yaklaşımlardan, analitik çözümlere veya olasılık hesaplarına dayanan ayrıntılı değerlendirmelere kadar birçok yolla yapılabilir. Önerilen bir yeraltı modelinin uygulanan jeofizik yöntemle tepkisinin hesaplanması "düz modelleme", ölçülen jeofizik verilerden yeraltı yapısının belirlenmesi ise "ters modelleme" olarak bilinir. Ters modelleme veya bizim kullanacağımız deyim ile "ters çözümlenme" yöntemlerinin çoğunda model değişkenlerinin doğrudan belirlenmesi yerine, başlangıç için seçilen yaklaşık bir modelin değişkenleri, jeofizik gözlemleri ile en iyi uyumu sağlayacak biçimde düzeltilir.

Model değişkenleri saptanırken birbirleri ile görece ilişkilere de dikkatle incelenmelidir. Bu, değişkenler ile gözlemler arasındaki bağı belirleyen sistem matrisine

tekil değer ayırımı uygulayarak, ters çözümlenme işlemi sırasında yapılabilir.

Örnek olarak, Trakya'da yapılan bir manyetotelürik araştırmada (İlkışık 1980, TKH ölçü noktası) saptanan yerkabuğu modeli ele alınarak, ileri sürülen model değişkenlerinin ne derece geçerli olabileceği irdelenmiştir.

Bu tür bir yaklaşımla bütün jeofizik yöntemler için elde edilen verilere dayanarak önerilen model değişkenlerinin iç yapısı ve dolayısı ile gerçek jeolojik yapı daha iyi anlaşılabilir. Ayrıca belli bir araştırmanın planlanması aşamasında, hangi değişkenlerin "nasıl ve ne kadar" saptanabileceğinin bilinmesi önemli yarar sağlar.

İLKELER

Bir yer modelinin p_j ($j=1,m$) değişkenleri ile d_i ($i=1,n$) jeofizik gözlemler arasında doğrusal bir ilişki varsa

$$d_i = A_{ij} \cdot p_j \quad (1)$$

matris eşitliği yazılabilir. Burada A_i (p_j) sistem tepkisi olup, eğer doğrusal değilse belirli bir p_j ' başlangıç değeri

* I.Ü. Müh. Fak., Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34459 Veznediler

etrafında Taylor serisine açıp, birinciden sonraki türevleri atarak

$$d_i = A_i(p_j^\circ) + (\partial A_i / \partial p_j^\circ) p_j^\circ \cdot \Delta p_j$$

yazılabilir. İlk modelin hesaplanan tepkisi $A_i(p_j^\circ)$ yerine c_i ve $(\partial A_i / \partial p_j^\circ) p_j^\circ$ yerine A_{ij} dersek ilişki

$$\Delta \mathbf{d}_i = \mathbf{d}_i - \mathbf{c}_i = \mathbf{A}_{ij} \cdot \Delta \mathbf{p}_j \quad (2)$$

biçiminde doğrusallaştırılabilir. \mathbf{A}_{ij} matrisi ters çözümlemede Jacobian veya "duyarlık matrisi" olarak da bilinir. Model değişkenlerindeki Δp_j değişimleri Gauss-Newton yaklaşımı ile

$$\Delta \mathbf{p}_j = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \cdot \Delta \mathbf{d} \quad (3)$$

genelleştirilmiş ters çözümden bulunur. Gerçekte, aranan model değişkenleri ($p_j^\circ = p_j + \Delta p_j$) olup birkaç yinelenmeden sonra saptanacaktır. m bilinmeyenli n doğrusal denklem sistemini gösteren (1) eşitliğinin jeofizik değerlendirmelere ilişkin ilk çözümleri Lanczos (1961), Wiggins (1972) ve Jackson (1972) tarafından verilmiştir.

Jeofizik uygulamalarda en yaygın görülen biçimde, eğer değişken sayısından çok veri varsa ve eğer (1) içindeki k bağımsız eşitlik sayısı (yani \mathbf{A} nın derecesi) $k < m < n$ koşulunu sağlıyorsa (3) de geçen $(\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1}$ kolay hesaplanamaz (Pedersen 1979). Ters çözümlemede bu sorunu çözen birçok yaklaşımlar geliştirilmiştir (bak. Menke 1984). Ancak bunlardan "tekil değer ayrımı" (singular value decomposition -SVD) en kullanışlı olanıdır. \mathbf{A} duyarlık matrisi, üç ayrı matrisin çarpımı olarak

$$\mathbf{A} = \mathbf{U} \cdot \mathbf{\Lambda} \cdot \mathbf{V}^T \quad (4)$$

$n \times m \quad n \times k \quad k \times k \quad k \times m$

biçiminde yazılabilir (Lanczos 1961, Golub ve Reinsch 1970). Burada \mathbf{A} köşegen matrisin elemanları $\mathbf{A}^T \cdot \mathbf{A}$ (veya $\mathbf{A} \cdot \mathbf{A}^T$) nın özdeğerlerinin (eigenvalues) + karaköküne eşit olup tekil değerler (singular values) olarak bilinir. k adet sıfırdan λ_j tekil değer büyükten küçüğe sıralanmıştır.

\mathbf{U} içinde k adet n uzunluğunda veri özvektörü (data eigenvector), \mathbf{V} içinde ise k adet m uzunluğunda değişken özvektörü (parameter eigenvector) vardır.

Ele alınan model değişkenlerinden kaçının saptanabileceğini gösteren k serbestlik derecesini Wiggins (1970)

$$k = \sum_{j=1}^m \frac{\lambda_j^2}{\lambda_j^2 + \sigma_0^2} \quad (5)$$

olarak vermektedir. Burada σ_0^2 model ile gözlemler arasındaki uyumsuzluğu tanımlar ve

$$\sigma_0^2 = \frac{(\Delta \mathbf{d})^T \cdot (\mathbf{I} - \mathbf{U} \cdot \mathbf{U}^T) \cdot \Delta \mathbf{d}}{n - m} \quad (6)$$

bağıntısından bulunabilir (Lawson ve Hanson 1974). Konuya ilişkin daha ayrıntılı bilgiler İlkışık ve Jones (1984) tarafından verilmiştir.

(1) veya (2) bağıntısında sıfıra bölmeler nedeni ile \mathbf{A}^{-1} , daha doğrusu $(\mathbf{A}^T \cdot \mathbf{A})^{-1}$ hesaplanamazsa tekil değer ayrımı -veya SVD- yaptıktan sonra (4) bağıntısı (2) de yerine konarak model değişkenleri

$$\Delta \mathbf{p}_j = \mathbf{V} \cdot \mathbf{\Lambda}^{-1} \cdot \mathbf{U}^T \cdot \Delta \mathbf{d} \quad (7)$$

eşitliğinden elde edilir. Ters çözümlemede çok kullanışlı olan tekil değer ayrımı, model değişkenlerinin birbirleri ile ilişkileri açısından da çok önemli bilgiler sağlar.

BİR MANYETOTELÜRİK UYGULAMA

Herhangi bir jeofizik yöntem için \mathbf{A} matrisine SVD uygulayarak herhangi bir modelin değişkenlerinin analizi yapılabilir. Bu çalışmada örnek olarak İlkışık (1980) tarafından Trakya'da, Kırklareli'nin 3 km kadar güneyinde TKH noktasında ölçülmüş manyetotelürük veriler ele alınmıştır. Bu noktada birbirine dik doğrularda (kuzey-güney ve doğu-batı) ölçülen görünür öz direnç değerleri Şekil 1 de verilmiştir. Ölçümlerde gözlenen % 20-25 civarındaki hata, manyetotelürük yöntem için normal bir düzeydir. Eğriler yüksek frekanslarda (sığ) düşük öz dirençli bir katmana, orta frekanslarda (orta derinlik-yerkabuğu) oldukça yüksek bir öz direnç ve alçak frekanslarda ise (yerkabuğunun tabanı - üst manto sınırı) iletken bir katmanın varlığına işaret etmektedir. Anizotropi katsayısı ($\log \lambda = 0.5 \log \rho_{a,NS} - 0.5 \log \rho_{a,EW}$) görünür öz direncin hemen bütün frekanslarda doğu-batı yönünde (EW) daha az olduğunu göstermektedir. Bu, ölçü noktasi altında güneye doğru kalınlaştığı bilinen Trakya tortul havzasının iki boyutlu etkisi olarak yorumlanabilir. Eldeki jeofizik bilgilere dayanarak ve deneme-sınama yöntemi ile yazarın her iki doğrultu için saptadığı yerkabuğu modeli Çizelge 1 de verilmiştir.

Şekil 2 ve 3 de ise bu modellerin manyetotelürük tepkisi ve yanında \mathbf{A} matrisinin -çizilmiş biçimdeki- sütunları görülmektedir. Ters çözümlemede "eksi" değişkenler hesaplanamamak için ve özellikle öz direnç ölçümlerinde doğal ölçek logaritmik olduğundan değişkenler ($\rho_j = \log \rho_j$) ve ($t_j = \log t_j$) alınmıştır. Bu matris ölçülen -veya ölçülmesi beklenen- görünür öz direnç değerinin herbir değişkene ne kadar duyarlı olduğunu göstermektedir.

Görünüm öz direnç değerlerine dayanan \mathbf{A} duyarlık matrisine tekil değer ayrımı (SVD) uygulandıktan sonra elde edilen λ_j ($j = 1, m$) tekil değerler ve bunlara karşı gelen \mathbf{V}_j değişken özvektörleri kuzey-güney yönlü ölçümler için Şekil 4 te ve doğu-batı yönlü ölçümler için Şekil 5 te verilmektedir. Şekil 4 de görülen ilk vektörün değerleri en büyük tekil değer ($\lambda_1 = 29$) için değişken uzayında yönelimin hangi model değişkenlerine bağlı olduğunu belirtir. Yani en iyi saptanabilecek karmaşık değişken

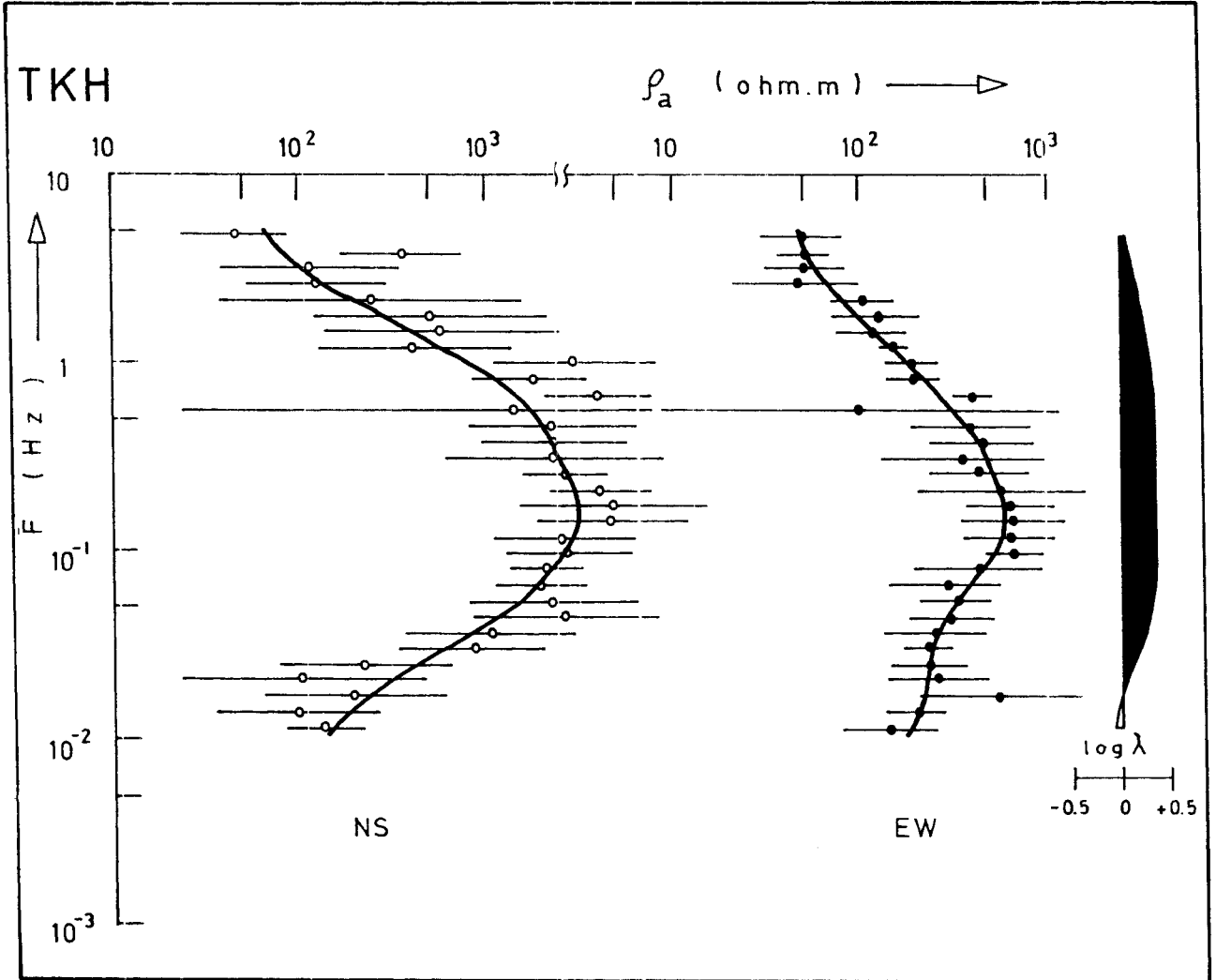
Çizelge 1. Trakya'da TKH noktasında yapılan manyetotellürük ölçümlere dayananak saptanan yer kabuğu modeli (İlkışık, 1980'den)

Table 1. The earth's crust model which is based on the magnetotelluric measurements on site TKH, Thrace (after İlkışık 1980).

TKH-NS (kuzeygüney)		TKH-EW (doğu-batı)	
ρ (ohm-m)	t(km)	ρ (ohm-m)	t(km)
180	1	60	1.2
9000	20	4000	15
15000	28	10000	24
2	2	1.1	0.5
20		10	

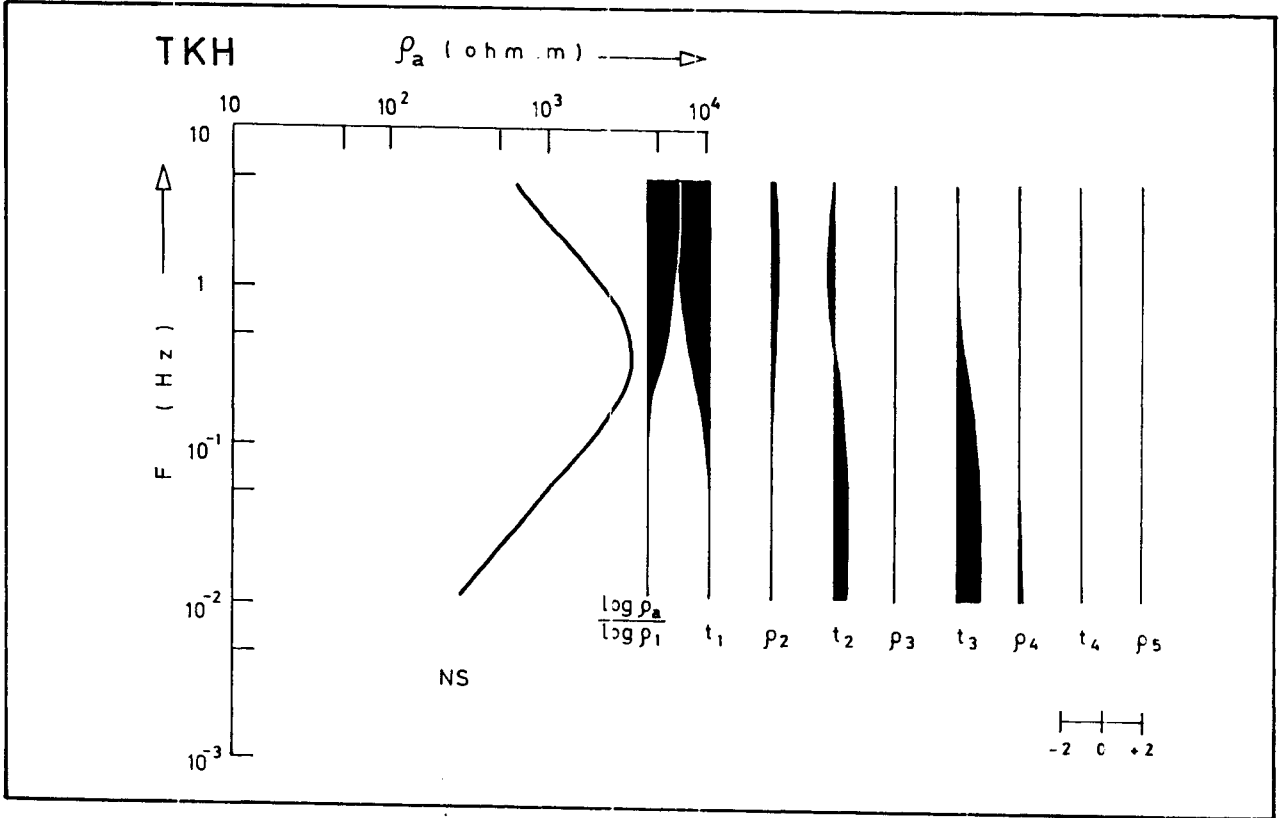
$$\rho^*_{11} = -0.75 \rho_1 + 0.65 t_1 - 0.10 \rho_2 - 0.01 t_2 - 0.01 \rho_3 - 0.03 t_3 - 0.00 \rho_4 + 0.00 t_4 - 0.00 \rho_5$$

olup büyük orada ρ_1 ve t_1 e bağlıdır. Benzeri bir gözlem Şekil 5 üzerinde de yapılabilir. Bunların yaklaşık aynı şiddette ancak ters yönde etkimesi önerilen modelin en önemli değişkeninin üst katmanın toplam iletkenliği (t_1 / ρ_1) olduğunu göstermektedir. Birbirine dik yönlerde yüksek frekanslarda görünür öz direncin fazla değişmediği dikkate alınır, iki ayrı modelde 1 ve 1.2 km olarak önerilen kalınlığın oldukça doğru olması gerekir. Aradaki 0.2 km lik küçük fark büyük olasılıkla üst katmanın tabanındaki eğimden kaynaklanmaktadır. Yakınlardaki sondaj verileri üst katmanın ince bir Oligosen kili ile altta Eosen kalkerinden oluştuğunu ve tabanın hafif dalgalanmalar ile 1100 m civarında olduğunu göster-



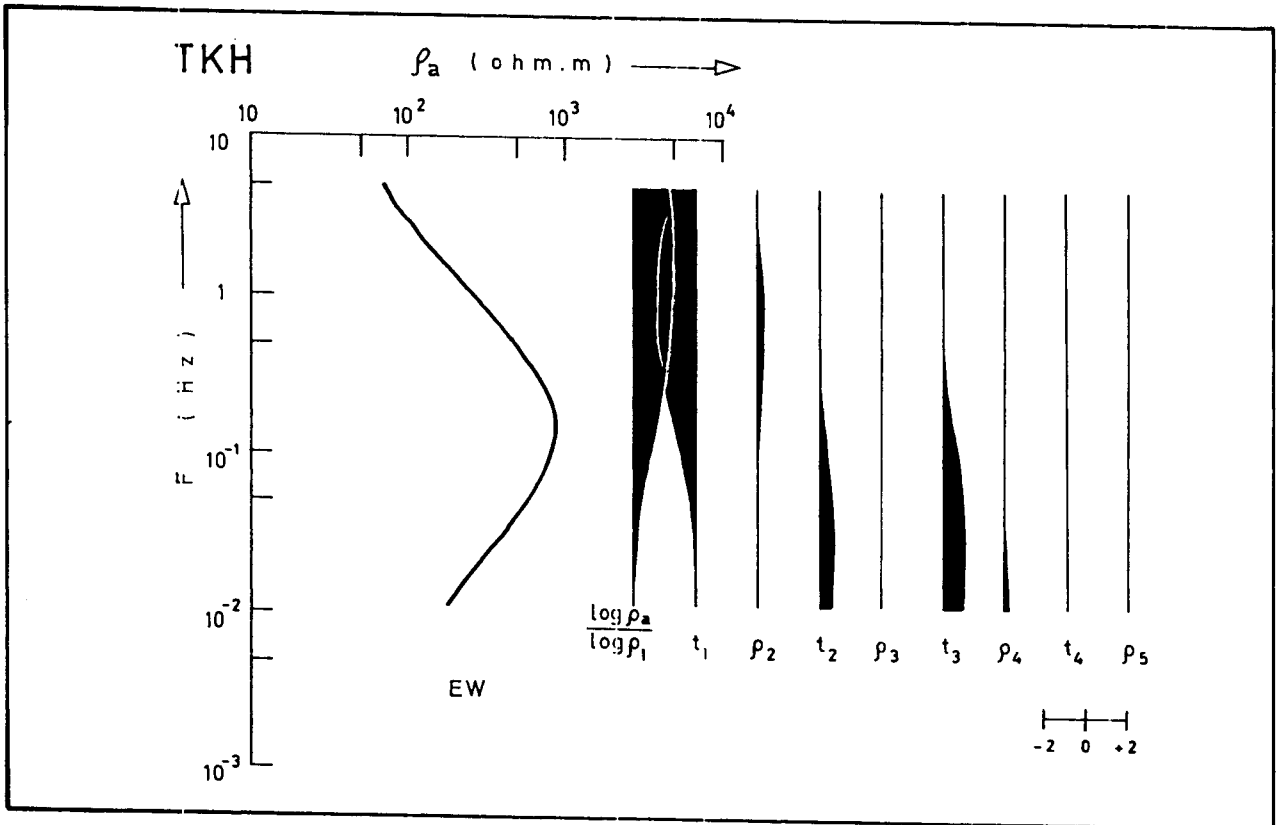
Şekil 1. Trakya'da TKH noktasında manyetotellürük yöntemle ölçülen görünür öz direnç verileri (NS, Kuzey-güney; EW, doğu-batı). Artan frekanslar daha sığ bilgiler verir. Verilerin standart sapması çukuklar ile gösterilmiştir.

Fig. 1. The measured apparent resistivity data by magnetotelluric method in TKH site, Thrace (NS, north-south; EW, east-west). Increasing frequencies gives shallower information. The standart deviation of data are illustrated by solid lines.



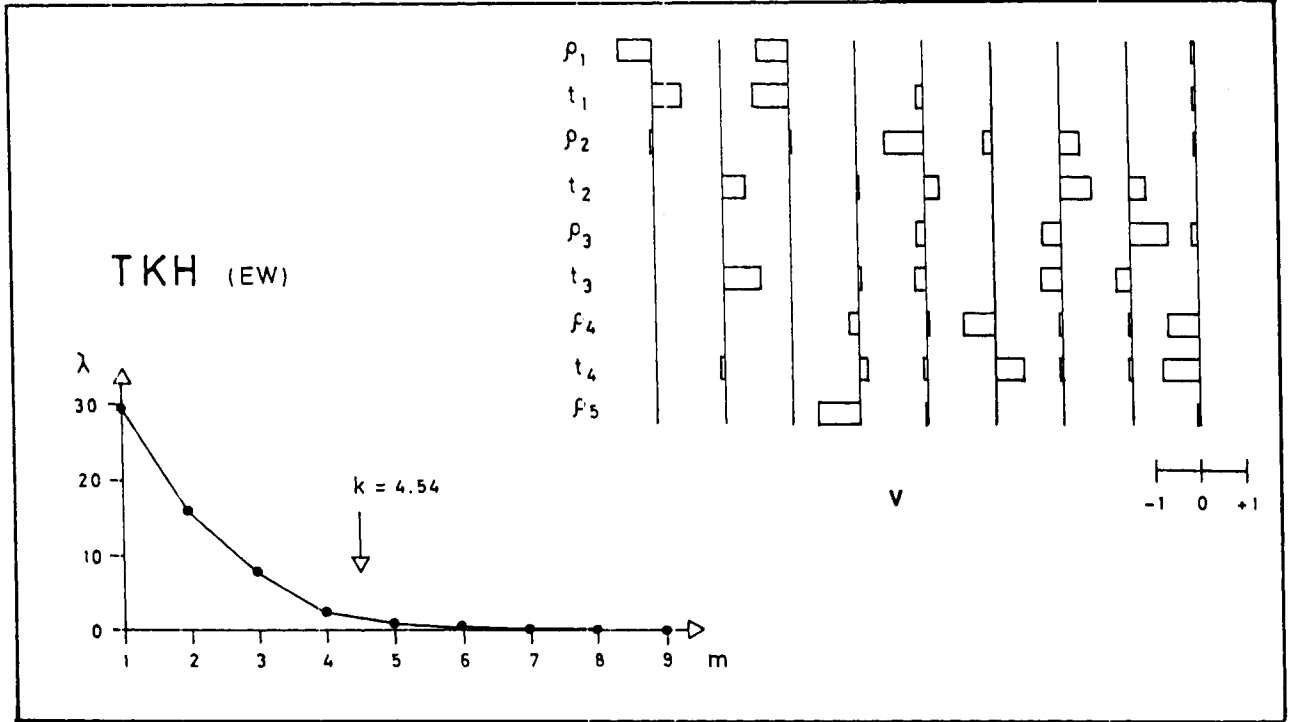
Şekil 2. TKH-NS için önerilen modelin kuramsal tepkisi ve model değişkenlerinin etkileri.

Fig. 2. The theoretical response of the proposed model for TKH-NS case and the effects of model parameters.



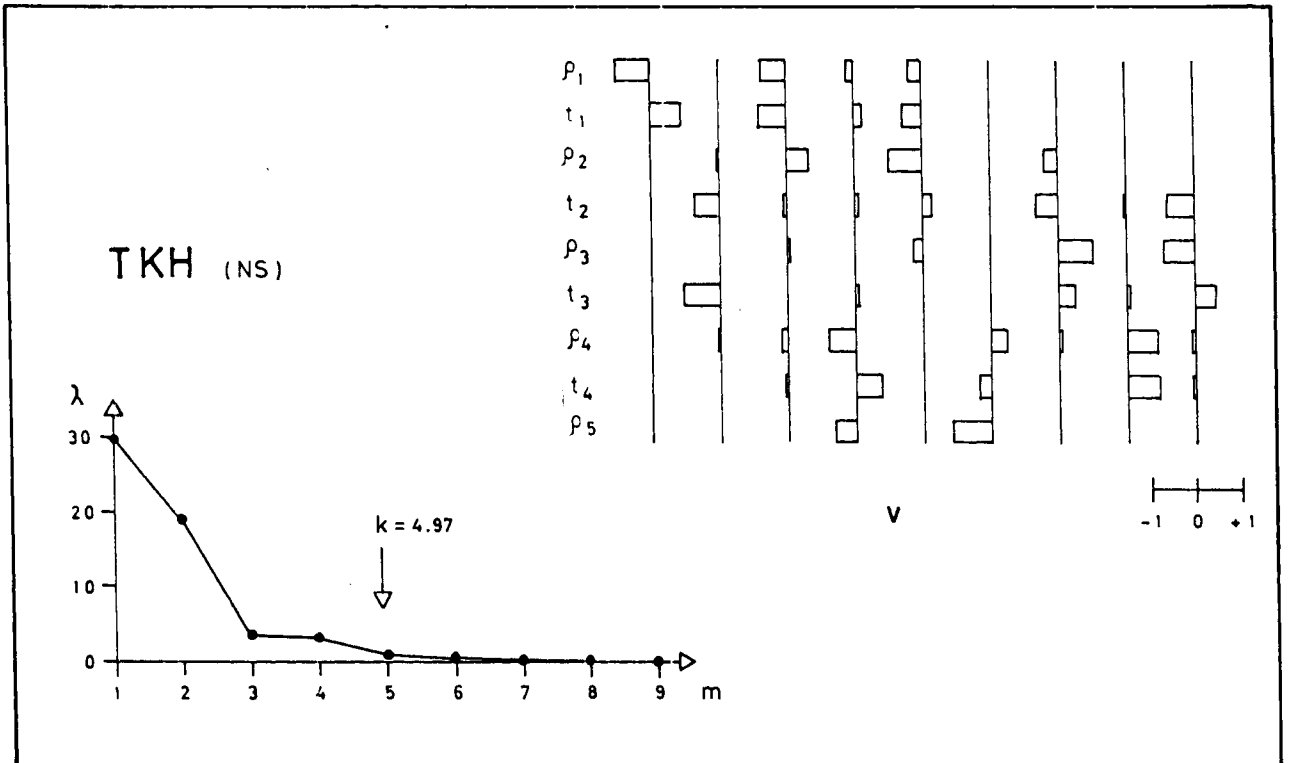
Şekil 3. TKH-EW için önerilen modelin kuramsal tepkisi ve model değişkenlerinin etkileri.

Fig. 3. The theoretical response of the proposed model for TKH-EW case and the effects of model parameters.



Şekil 4. TKH-NS için tekil değer ayrımı -SVD analizi sonuçları. Değişken özvektörleri (\underline{V} - açık dikdörtgenler), tekil değerlerin azalma sırasıyla verilmiştir, k serbestlik derecesi sayısıdır, (daha fazla açıklama için metne bakınız).

Fig. 4. The result of singular value decomposition - SVD analysis of case TKH-NS. The parameter eigenvectors (\underline{V} - open rectangles) are given in decreasing singular value λ_j order, k is the number of degrees of freedom, (see the text for more explanation).



Şekil 5. TKH-EW için tekil değer ayrımı - SVD analizi sonuçları (açıklama için Şekil 4'e bakınız).

Fig. 5. The result of singular value decomposition - SVD analysis of case TKH-EW (see figure 4 for explanation).

mektedir (5 Hz den yüksek frekanslarda ölçü alınmadığı için MT yöntemi bu kil ile kalkeri ayıramamış tek katmanmış gibi algılamıştır).

Kuzey-güney (NS) ve doğu-batı (EW) yönlü bu modeller için hesaplanan serbestlik derecesi k sırasıyla 4.97 ve 4.54 olup, 4 ya da en çok 5 model değişkeninin önemli olduğuna, küçük tekil değerlere karşı gelen diğer değişkenlerin model üzerinde fazla etkili olmayacağına işaret eder.

İkinci değişken özvektöründe t_2 ve t_3 ün aynı şiddette etkili olduğunu ve t_1 in de birincide gözlemlendiğini dikkate alırsak, bu noktada verilen toplam yerkabuğu kalınlığının sapılabilecek ikinci en önemli gerçek değişken olduğunu söyleyebiliriz. Yani yöne bağlı olarak farklılık göstermesine karşılık modellerde önerilen toplam 49 ve 40.2 km lik derinlikler inanılır değerler olmalıdır. Fark derinlerindeki yapının tekdüze olmayıp iki boyutlu olmasından kaynaklanabilir. Bu ise ayrıca incelenecek bir konudur.

ρ_2 yani üst kabuğun özdirenci \mathbf{A} matrisinde orta frekanslarda zayıf bir etki ile gözlenebilmektedir (Şekil 2 ve 3). Bu özellikler ρ_2 nin çok az üçüncü ve daha çok beşinci özvektör üzerinde belirmesi ile açıklanabilir (Şekil 4 ve 5). Çünkü tekil değerler artık çok küçülmüş sifıra doğru yaklaşmaktadır. Bunun fiziksel anlamı ise giriş modelinde sırasıyla 9000 ve 4000 ohm-m olarak verilen üstkabuğun özdirenci yaklaşık olarak doğrudur.

Buna karşın modeller alt kabuğa ilişkin olarak önerilen ρ_3 ancak yedinci, sekizinci ve dokuzuncu özvektörlerde (Şekil 4 ve 5) yer almaktadır ki, ilgili λ_j değerlerinin sıfır iyice yaklaşması ve k serbestlik derecesinin dışına çıkılması nedeni ile görünür özdirenç eğrisi üzerinde hiçbir önemli etkisi yoktur (Şekil 2 ve 3). Yani ρ_3 için atanan 15000 ve 10000 ohm-m lik değerlerin gerçek olup olmadığı iddia edilemez. Ancak toplam yerkabuğu kalınlığının doğru hesaplandığı dikkate alınırsa modelde toplam iletkenlik veya toplam direnç değerleri büyük değişimler göstermeyecektir.

Görünür özdirenç eğrilerinin genel görünümü ve bölgeye ilişkin birçok jeolojik bilgi (İlkışık 1980) direnci yüksek yerkabuğu katmanlarının altında iletken bir üst manto (en azından iletken bir geçiş katmanı) bulunmasını gerektirir. Ancak ölçü alınmayan 0.01 Hz den alçak frekanslarda etkili olması, ayrıca λ nın küçüldüğü dördüncü, altıncı ve sekizinci özvektörde ortaya çıktığı için ρ_4 , t_4 ve ρ_5 in değerleri ancak biçim yönünden geçerlidir.

Model değişkenlerinin ne kadar iyi belirlendiğinin diğer bir göstergesi ayırım (resolution - \mathbf{R}) matrisidir. \mathbf{A} duyarlılık matrisi cinsinden

$$\mathbf{R} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \cdot \mathbf{A}^T \cdot \mathbf{A} \quad (8)$$

veya SDV dönüşümünden sonra $(\mathbf{A} = \mathbf{U} \mathbf{\Lambda} \mathbf{V}^T)$ yazarak

$$\mathbf{R} = \mathbf{V} \cdot \mathbf{V}^T \quad (9)$$

olarak tarif edilen bu matris $\mathbf{R} = \mathbf{I}$ durumunda değişken-

lerin tam olarak belirlenebildiğini, ancak $\mathbf{R} \neq \mathbf{I}$ ise hesaplanan değişkenlerin gerçek model değişkenlerinin bir çeşit ağırlıklı ortalaması olduğunu gösterir. Çizelge 2 de kuzey-güney (NS) ve doğu-batı (EW) yönündeki modeller için saptanan ayırım matrisinin köşegen değerleri (diag \mathbf{R}) görülmektedir. Birbirine dik yönde olmakla birlikte (NS ve EW), değişkenlere ilişkin bu sonuçlar ρ_1 ve t_1 in en iyi bulunabileceğini özellikle ρ_1 in standart sapmasının (σ) küçük olduğunu göstermektedir. Bir dereceye kadar t_3 (gerçekte $t_1 + t_2 + t_3$) ρ_2 ile birlikte orta derecede saptanabilen değişkenlerdir. Bunların standart sapmaları ise aşağıda değineceğimiz korelasyon matrisine bağlı olarak önem kazanır. ρ_3 ve ρ_4 ise hiçte iyi belirlenmemiştir. \mathbf{R} (ρ_5) in yüksek çıkması nedeniyle doğru hesaplanması beklenen üst mantonun üst kısmının özdirenci ise 0.01 Hz den alçak frekanslarda ölçü alınmadığından belli sınırlar içinde süpheli bir değerdir.

Çizelge 2. Trakya'da TKH noktasında saptanan yerkabuğu modeli değişkenlerine ilişkin ayırım (resolution - \mathbf{R}) matrisi ve her değişken için hesaplanan standart sapmalar (σ).

Table 2. The resolution matrix which is related to the parameters of the earth's crust model on site TKH, Thrace; and the calculated standart deviations (σ) for each variable.

TKH-NS (kuzey-güney)

	ρ_1	t_1	ρ_2	t_2	ρ_3	t_3	ρ_4	t_4	ρ_5
diag \mathbf{R}	0.95	0.91	0.68	0.38	0.06	0.68	0.45	0.36	0.51
σ	0.001	0.24	0.003	0.05	0.07	0.003	0.08	0.001	0.21

TKH-EW (doğu-batı)

	ρ_1	t_1	ρ_2	t_2	ρ_3	t_3	ρ_4	t_4	ρ_5
diag \mathbf{R}	0.99	0.98	0.37	0.34	0.02	0.74	0.16	0.14	0.80
σ	0.001	0.18	0.004	0.01	0.02	10^{-4}	0.12	10^{-5}	0.25

Değişkenler arasındaki doğrusal ilişkinin bir ölçüsü olan korelasyon matrisi \mathbf{C} ise \mathbf{A} duyarlılık matrisi cinsinden

$$C_{ij} = \frac{(\mathbf{A}^T \mathbf{A})_{ij}}{[(\mathbf{A}^T \mathbf{A})_{ii} (\mathbf{A}^T \mathbf{A})_{jj}]^{1/2}} \quad (10)$$

bağıntısından elde edilir. Eğer C_{ij} nin bir elamanı ± 1 civarında ise 1 inci ve j inci değişkenlerin birbiri ile kuvvetli biçimde bağımlı olduğunu gösterir.

Çizelge 3 de kuzey-güney ve doğu-batı (NS ve EW) yönlü modeller için korelasyon matrisleri görülmektedir. Üstte ρ_1 ile t_1 arasındaki katsayının $C_{61} = +0.96$ çıkması bu model için t_1/ρ_1 yani toplam iletkenliğin en önemli olduğunu göstermektedir. ρ_3 ile t_3 arasındaki katsayı ise

$C_{83} = -0.75$ alt kabuğun modellenmesi açısından sadece $\rho_3 t_3$ yani toplam direncin önemli olduğunu belirtir.

Değişkenlerin korelasyonları ve değişkenlerin standart hataları arasında da bazı ilişkiler vardır (Inman 1975). Eğer C_{ij} nin elemanları küçükse hesaplanan hatalara inanılabilir. Yok eğer iki değişken yüksek bir korelasyon katsayısı gösteriyorsa ($\cong \pm 1$) gerçek hata sınırları hesaplanandan daha büyük olabilir.

Çizelge 3. Korelasyon Matrisleri

Table 3. The correlations matrices.

TKH -NS (Kuzey-güney yönlü veriler için)

	ρ_1	ρ_2	ρ_3	ρ_4	ρ_5	t_1	t_2	t_3	t_4
ρ_1	1.00								
ρ_2	0.70	1.00							
ρ_3	-0.26	-0.83	1.00						
ρ_4	0.25	0.83	-0.99	1.00					
ρ_5	-0.21	-0.64	0.80	-0.80	1.00				
t_1	0.96	0.82	-0.44	0.43	-0.35	1.00			
t_2	0.16	0.19	-0.16	0.17	-0.21	0.21	1.00		
t_3	0.54	0.87	-0.75	0.75	-0.54	0.63	-0.20	1.00	
t_4	-0.08	-0.16	0.40	-0.36	0.38	-0.12	-0.20	-0.07	1.00

TKH - EW (Doğu-batı yönlü veriler için)

	ρ_1	ρ_2	ρ_3	ρ_4	ρ_5	t_1	t_2	t_3	t_4
ρ_1	1.00								
ρ_2	0.24	1.00							
ρ_3	-0.15	-0.96	1.00						
ρ_4	0.13	0.99	-0.96	1.00					
ρ_5	-0.13	-0.98	0.95	-0.99	1.00				
t_1	0.50	0.64	-0.61	0.58	-0.57	1.00			
t_2	-0.02	0.65	-0.67	0.65	-0.64	0.67	1.00		
t_3	0.14	-0.25	0.29	-0.25	0.24	-0.62	-0.84	1.00	
t_4	-0.05	-0.52	0.44	-0.55	0.51	-0.34	-0.40	0.19	1.00

SONUÇLAR

Jeofizikte ters çözümleme sonuçları gerçekte aranan modeli değil, değişkenlerin başlangıçta önerilen modele etkisini saptar. Değişkenler ile gözlemler arasındaki ilişkileri belirleyen duyarlık matrisine tekil değer ayırımı

(SVD) uygulanması, değişkenlerarası bağımlılık açısından önemli bilgiler sağlar. Bu analiz ölçülmüş, verilerden bir modelin sağlıklı saptanması için yapılabileceği gibi, plânlanan araştırmalarda hangi sınırlar içinde hangi bilgilerin elde edilebileceğini hesaplanmasına da yarar.

Bir örnek olarak, Traya'da TKH noktasında manyetotellurik yöntemle saptanan yerkabuğu modelinin irdelenmiştir. Buna göre üstteki tortul katmana ait öz direnç ve kalınlık değerleri, ayrıca yerkabuğunun toplam kalınlığına ilişkin değerler doğru olmalıdır. Yerkabuğunu oluşturan yüksek dirençli kayalara ait öz direnç değerleri ise biraz hatalı olabilir. Kabuk tabanında varlığı görünür öz direnç eğrisinden gözlenen katman(lar) için önerilen öz direnç ve kalınlık değerleri ise yüksek bir belirsizlik taşımaktadır.

Jeofizikte, özellikle jeoelektrik uygulamalarda model değişkenleri arasında kuvvetli bağımlılık gözlenen durumlarda verilere kabaca uyan bir model geometrisini vermek yerine (örneğin Schlumberger yöntemi ile ölçülmüş verilerin bir dizi grafik yardımı ile modellenmesi gibi), model değişkenleri arasındaki ilişkinin de açıkça belirlenmesi yorumcuya -gerçek jeolojik olay açısından- yeni görüşler kazandıracaktır.

KAYNAKLAR

- Golub, G.H. and Reinsch, C. 1970, Singular value decomposition and Least squares solutions, Numerical Mathematics 13,403-420.
- Irman, J.R. 1975, resistivity Inversion with ridge regression, Geophysics 40, 798-817.
- İkışık, O.M. 1980, Trakya'da yerkabuğunun manyetotellurik yöntemle incelenmesi, Doktora Tezi, İ.T.Ü. Maden Fak., İstanbul.
- İkışık, O.M. and Jones, A.G. 1984, Statical evaluation of MT and AMT methods applied to a basalt-covered area in Southeastern Atolia, Turkey. Geophysical Prospecting 32, 706-724.
- Jackson, D.D. 1972, Interpretation of inaccurate, insufficient and inconsistent data, Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 28, 97-110.
- Lanczos, C. 1961, Linear Differential Operators. Van Nostrand-Reinhold, Princeton, New Jersey.
- Lawson, C.L. and Hanson, R.J. 1974, Solving Least Squares Problems, Prentice-Hall Inc., New Jersey.
- Menke, W. 1984, Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory, Academic Press, Inc., London.
- Pedersen, J. 1979, Least squares inversion of one dimensional magnetotelluric data; an assessment of procedures employed by Brown University, Tech. Rep. Dept. of Geol. Sci., Brown University, Rhode Island.
- Wiggins, R.A. 1972, The general linear inverse problem. Implication of surface waves and free oscillations for Earth structure, Rev. Geophys. Space Phys. 10,251-285.