




Imprimir

Fechar

Referência Completa

Tipo da Referência Conference Proceedings
Repositório sid.inpe.br/iris@1905/2005/07.26.21.18.56
Metadados sid.inpe.br/iris@1905/2005/07.26.21.18.58
Site mtc-m05.sid.inpe.br
Rótulo 2586
Chave Secundária INPE-3585-PRE/
Chave de Citação TrivediCost:1985:PrDaMa
Autor 1 Trivedi, Nalin Babulal
 2 Costa, Jose Marques da
Grupo 1 DGE-INPE-BR
Título Processamento de dados magnetoteluricos no INPE 
Nome do Evento Encontro Regional de Matemática Aplicada e Computacional da SBMAC, 2.
Ano 1985
Data 16-17 maio 1985
Localização do Evento Sao Jose dos Campos
Palavras-Chave GEOFISICA ESPACIAL, GEOMAGNETISMO.
Idioma Pt
Tipo Secundário PRE CN
Area CEA
Projeto GEOMA
Última Atualização dos Metadados 2015:03.18.14.35.49 sid.inpe.br/bibdigital@80/2006/04.07.15.50 administrator
Estágio do Documento concluido
e-Mail (login) marciana
Grupo de Usuários administrator
Visibilidade shown
Transferível 1
Tipo do Conteúdo External Contribution
Unidade Imediatamente Superior 8JMKD3MGPCW/3EU29DP
Conteúdo da Pasta source não têm arquivos
Conteúdo da Pasta agreement não têm arquivos
Histórico 2015-03-18 14:35:49 :: administrator -> marciana :: 1985
Campos Vazios abstract accessionnumber affiliation archivingpolicy archivist booktitle
 callnumber copyholder copyright creatorhistory descriptionlevel
 dissemination documentstage doi e-mailaddress edition editor
 electronicmailaddress format isbn issn lineage mark mirrorrepository
 nextedition notes numberoffiles numberofvolumes organization pages
 parameterlist parentrepositories previousedition progress publisher
 publisheraddress readergroup readergroup readpermission resumeid
 rightsholder secondarydate secondarymark serieseditor session shorttitle
 size sponsor subject targetfile tertiarymark tertiarytype type url
 versiontype volume
Data de Acesso 24 jul. 2015
 atualizar

Fechar

1. Publicação nº <i>INPE-3585-PRE/784</i>	2. Versão	3. Data <i>Julho, 1985</i>	5. Distribuição <input type="checkbox"/> Interna <input checked="" type="checkbox"/> Externa <input type="checkbox"/> Restrita
4. Origem <i>DGA/DIG</i>	Programa <i>GEOMA</i>		
6. Palavras chaves - selecionadas pelo(s) autor(es) <i>PROCESSAMENTO DE DADOS GEOFÍSICA MÉTODO MAGNETOTELÚRICO</i>			
7. C.D.U.: <i>550.837.211</i>			
8. Título <i>PROCESSAMENTO DE DADOS MAGNETOTELÚRICOS NO INPE</i>		<i>INPE-3585-PRE/784</i>	10. Páginas: <i>13</i>
			11. Última página: <i>12</i>
			12. Revisada por  <i>Severino L. C. Dutra</i>
9. Autoria <i>Nalin Babulal Trivedi Antônio Lopes Padilha José Marques da Costa</i>			13. Autorizada por  <i>Marco Antonio Raupp Diretor Geral</i>
Assinatura responsável <i>Nalin Trivedi</i>			
14. Resumo/Notas <p><i>O método magnetotelúrico (MT) utiliza medidas das variações do campo geomagnético e do campo elétrico induzido, realizadas na superfície, para estudar a distribuição da condutividade do interior da Terra. O processamento de dados MT envolve teoria eletromagnética e análise espectral de séries temporais. O objetivo do processamento MT é obter informações sobre o tensor impedância terrestre, em função da frequência, através da análise das séries temporais das componentes do campo eletromagnético terrestre. Os princípios básicos do processamento de dados magnetotelúricos no INPE são apresentados neste trabalho.</i></p>			
15. Observações <i>Preparado para apresentação no 2º Encontro Regional de Matemática Aplicada e Computacional da SBMAC, 16 e 17 de Maio de 1985, Instituto de Pesquisas Espaciais, INPE, São José dos Campos - São Paulo.</i>			

PROCESSAMENTO DE DADOS MAGNETOTELÚRICOS NO INPE

Nalin Babulal Trivedi

Antônio Lopes Padilha

José Marques da Costa

Instituto de Pesquisas Espaciais - INPE

Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico

e Tecnológico - CNPq

C.P. 515 - 12200 - São José dos Campos - SP - Brasil

RESUMO

O método magnetotelúrico (MT) utiliza medidas das variações do campo geomagnético e do campo elétrico induzido, realizadas na superfície, para estudar a distribuição da condutividade do interior da Terra. O processamento de dados MT envolve teoria eletromagnética e análise espectral de séries temporais. O objetivo do processamento MT é obter informações sobre o tensor impedância terrestre, em função da frequência, através da análise das séries temporais das componentes do campo eletromagnético terrestre. Os princípios básicos do processamento de dados magnetotelúricos no INPE são apresentados neste trabalho

ABSTRACT

The magnetoteluric method (MT) uses geomagnetic and induced electric field time variations, measured at the earth's surface, to study the conductivity distribution of the earth's interior. MT data processing involves electromagnetic theory and spectral analysis of time series. The objective of MT processing is to gain information on the earth's impedance tensor, as a function of frequency, through time series analysis of the earth's electromagnetic field components. The basic principles of the MT processing at INPE are presented in this paper.

I. INTRODUÇÃO

O método magnetotelúrico utiliza as variações temporais dos campos geomagnético (H) e geoeletrico (E) induzido, observadas na superfície terrestre, para obter o perfil da resistividade elétrica local. As variações temporais em H são causadas pelas correntes elétricas presentes na ionosfera e magnetosfera terrestre. Por sua vez, as variações de H, num meio condutor, dão lugar às variações geoeletricas induzidas, E.

A teoria do método magnetotelúrico (Tikhonov, 1950; Cagniard, 1953; Keller e Frischknecht, 1966; Kauffman e Keller, 1981) admite que as variações temporais, em H e E induzido, podem ser tratadas como devidas à incidência de ondas eletromagnéticas planas na superfície terrestre. A Terra é considerada como uniforme, com camadas horizontais, o que assegura que todas as correntes, campos elétricos e campos magnéticos são praticamente horizontais. O relacionamento entre os campos H e E é definido pela impedância característica Z, que a Terra oferece à onda eletromagnética incidente.

A expressão

$$E = Z H \quad (1.1)$$

é conhecida como equação magnetotelúrica, onde Z é o tensor impedância terrestre, $H = H (H_x, H_y, H_z)$ é o vetor campo geomagnético e $E = E (E_x, E_y, E_z)$ é o vetor campo elétrico induzido.

A determinação dos elementos do tensor impedância Z, através das medidas simultâneas de H e E, é o passo mais importante do método magnetotelúrico. A partir dos valores da impedância característica para cada frequência f (Hertz), calculam-se as magnitudes da resistividade elétrica local ρ através da expressão:

$$\rho = \frac{0,2}{f} |Z|^2 \quad \text{Ohm.m} \quad (1.2)$$

A equação (1.2) acima fornece, inicialmente, o valor da resistividade aparente ρ_a , calculada a partir das medidas de H e E. A resistividade de aparente $\tilde{\rho}$, portanto, a resistividade que a Terra, uniforme, deve ter para justificar as medidas da impedância Z. Os valores calculados para ρ_a dependem da maneira como foram realizadas as medidas. A resistividade verdadeira ρ é uma propriedade do meio, que é determinada posteriormente através do uso de técnicas de inversão.

Considera-se como unidimensional a estrutura cuja resistividade elétrica varia apenas com a profundidade. No caso de uma estrutura bidimensional, a resistividade varia ao longo de uma das direções horizontais, x ou y, e com a profundidade, z. A direção horizontal, onde a resistividade se mantém constante, é denominada "strike"; esta direção é geralmente desconhecida na ocasião das medidas. Se a resistividade ρ varia nas três direções x, y e z, diz-se que a estrutura é tridimensional.

II. CÁLCULO DOS ELEMENTOS DO TENSOR IMPEDÂNCIA

O ponto fundamental do método magnetotelúrico é o cálculo dos elementos do tensor impedância \underline{Z} a partir das séries temporais $H_x(t)$, $H_y(t)$, $H_z(t)$, $E_x(t)$ e $E_y(t)$ dos campos geomagnético e geoeletrico, registradas simultaneamente no local das medidas magnetotelúricas (MT). Este cálculo é realizado através da transformada de Fourier da equação magnetotelúrica (1.1)

$$\underline{E}(w) = \underline{Z} \underline{H}(w) \quad (2.1)$$

ou

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \\ 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} & 0 \\ Z_{yx} & Z_{yy} & 0 \\ -A & -B & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \\ H_z \end{pmatrix} \quad (2.2)$$

onde $A = A_r + iA_i$ e $B = B_r + iB_i$ são coeficientes complexos desconhecidos e $w = 2\pi f$.

Os elementos do tensor impedância \underline{Z} são calculados através das soluções das equações:

$$E_x(w) = Z_{xx}(w) H_x(w) + Z_{xy}(w) H_y(w) , \quad (2.3)$$

$$E_y(w) = Z_{yx}(w) H_x(w) + Z_{yy}(w) H_y(w) , \quad (2.4)$$

A equação

$$H_z = AH_x + BH_y \quad (2.5)$$

é utilizada numa fase posterior, para auxiliar na determinação da direção do "strike".

Existem várias maneiras de calcular as quatro variáveis, Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} e Z_{yy} , desconhecidas das equações (2.3) e (2.4) acima (Hermance, 1973). No INPE, usa-se a técnica de avaliação do tensor \underline{Z} através dos espectros de autopotência e potência cruzada, técnica esta empregada pela primeira vez por Madden e Nelson (1964) e aperfeiçoada, posteriormente, por Sims e Bostick (1969) e Vozoff (1972).

Em linhas gerais, procede-se da seguinte forma. Multiplicam-se as equações (2.3) e (2.4) pelos complexos conjugados dos campos, ou seja, $H_x^*(w)$, $H_y^*(w)$, $E_x^*(w)$ e $E_y^*(w)$, obtendo-se um total de oito equações, onde há termos com espectros de autopotências e potências cruzadas, como $H_x H_x^*$ e $E_y H_x^*$. Considerando que a impedância Z varia gradualmente com a profundidade (frequência), tomam-se médias dos espectros de autopotência e potências cruzadas, sob certas bandas escolhidas na faixa de frequência das medidas. Através da solução simultânea de duas das equações independentes de cada vez, pelo método dos mínimos quadrados, obtém-se os valores para Z_{xx} , Z_{xy} e Z_{yx} , Z_{yy} .

Como há seis pares de equações distintas, possíveis, para (Z_{xx}, Z_{yx}) e (Z_{xy}, Z_{yy}) , há, conseqüentemente, seis maneiras de estimar cada elemento do tensor Z . As seis maneiras possíveis para o cálculo de Z_{xy} , por exemplo, são:

$$\bar{Z}_{xy} = \frac{\overline{(H_x E_x^*)} \overline{(E_x H_y^*)} - \overline{(H_x H_y^*)} \overline{(E_x E_x^*)}}{\overline{(H_x E_x^*)} \overline{(H_x H_y^*)} - \overline{(H_x H_y^*)} \overline{(H_y E_x^*)}}, \quad (2.6)$$

$$\bar{Z}_{xy} = \frac{\overline{(H_x E_y^*)} \overline{(E_x H_x^*)} - \overline{(H_x H_x^*)} \overline{(E_x E_y^*)}}{\overline{(H_x E_y^*)} \overline{(H_y H_x^*)} - \overline{(H_x H_x^*)} \overline{(H_y E_y^*)}}, \quad (2.7)$$

$$\bar{Z}_{xy} = \frac{\overline{(H_x E_x^*)} \overline{(E_x E_y^*)} - \overline{(H_x E_y^*)} \overline{(E_x E_x^*)}}{\overline{(H_x E_x^*)} \overline{(H_x E_y^*)} - \overline{(H_x E_y^*)} \overline{(H_y E_x^*)}}, \quad (2.8)$$

$$\bar{Z}_{xy} = \frac{\overline{(H_x E_x^*)} \overline{(E_x H_x^*)} - \overline{(H_x H_x^*)} \overline{(E_x E_x^*)}}{\overline{(H_x E_x^*)} \overline{(H_y H_x^*)} - \overline{(H_x H_x^*)} \overline{(H_y E_x^*)}}, \quad (2.9)$$

$$\bar{Z}_{xy} = \frac{\overline{(H_x E_y^*)} \overline{(E_x H_y^*)} - \overline{(H_x H_y^*)} \overline{(E_x E_y^*)}}{\overline{(H_x E_y^*)} \overline{(H_y H_y^*)} - \overline{(H_x H_y^*)} \overline{(H_y E_y^*)}}, \quad (2.10)$$

$$\bar{Z}_{xy} = \frac{\overline{(H_x H_x^*)} \overline{(E_x H_y^*)} - \overline{(H_x H_y^*)} \overline{(E_x H_x^*)}}{\overline{(H_x H_x^*)} \overline{(H_y H_y^*)} - \overline{(H_x H_y^*)} \overline{(H_y H_x^*)}}, \quad (2.11)$$

onde os produtos $\overline{(\quad)}$ indicam densidades espectrais médias das autopotências e potências cruzadas para uma banda de frequência. \bar{Z}_{xy} indica uma estimativa a partir de medidas de H e E.

Apenas quatro destas equações, (2.8) - (2.11), são estáveis para qualquer modelo razoável de camadas, desde que os campos incidentes não sejam fortemente polarizados. As equações (2.6) e (2.7) são relativamente instáveis para o caso unidimensional, principalmente quando os campos incidentes não são polarizados.

Na ausência de ruído, qualquer uma das quatro equações estáveis, (2.8) - (2.11), fornece o valor correto de Z_{xy} . Na presença de ruído, entretanto, as quatro estimativas de Z_{xy} fornecem resultados diferentes do valor correto, verdadeiro, Z_{xy}^v . As estimativas feitas através das equações (2.8) e (2.9) apresentam valores de $Z_{xy} > Z_{xy}^v$ se há ruído aleatório no campo geoeletrico E, mas não são afetadas pela ocorrência de ruído aleatório em H. Por outro lado, as estimativas feitas através das equações (2.10) e (2.11) apresentam valo

res de $Z_{xy} < Z_{xy}^v$ se há ruído aleatório nas medidas do campo geomagnético H , porém não são afetadas pela ocorrência de ruído aleatório em E . No processamento de dados MT efetuados no INPE, aceita-se como resultado para Z_{xy} o valor médio das quatro estimativas obtidas através das equações (2.8) - (2.11). Os valores médios de Z_{xx} , Z_{yx} e Z_{yy} são estimados de maneira similar.

III. DETERMINAÇÃO DA DIREÇÃO DO "STRIKE"

A determinação da direção do "strike" não é obtida normalmente de uma maneira direta. O procedimento seguido é a determinação dos eixos principais do tensor impedância Z após a rotação do tensor Z de um ângulo θ , na direção dos ponteiros do relógio, para um sistema de coordenadas (x', y', z) . Neste novo sistema de coordenadas, as equações das impedâncias tomam as seguintes formas:

$$2Z'_{xx}(\theta) = (Z_{xx} + Z_{yy}) + (Z_{xx} - Z_{yy}) \cos 2\theta + (Z_{xy} + Z_{yx}) \sin 2\theta, \quad (3.1)$$

$$2Z'_{yy}(\theta) = (Z_{xx} + Z_{yy}) - (Z_{xx} - Z_{yy}) \cos 2\theta - (Z_{xy} + Z_{yx}) \sin 2\theta, \quad (3.2)$$

$$2Z'_{xy}(\theta) = (Z_{xy} - Z_{yx}) + (Z_{xy} + Z_{yx}) \cos 2\theta - (Z_{xx} - Z_{yy}) \sin 2\theta, \quad (3.3)$$

$$2Z'_{yx}(\theta) = -(Z_{xy} + Z_{yx}) + (Z_{xy} + Z_{yx}) \cos 2\theta + (Z_{xx} - Z_{yy}) \sin 2\theta, \quad (3.4)$$

A partir destas novas equações (3.1) - (3.4), as direções dos eixos principais são geralmente determinadas de duas maneiras: 1) através de uma interpolação dos valores de Z' , máximo e mínimo, após o cálculo de Z' para vários valores de θ ; e 2) através de uma técnica analítica que reduz o tempo de computação, mas não maximiza diretamente Z'_{xy} ou Z'_{yx} . Esta técnica determina, entretanto, o ângulo θ_0 que satisfaz

$$|Z'_{xy}(\theta_0)|^2 + |Z'_{yx}(\theta_0)|^2 = \text{máximo} \quad (3.5)$$

e

$$|Z'_{xx}(\theta_0)|^2 + |Z'_{yy}(\theta_0)|^2 = \text{mínimo}. \quad (3.6)$$

A componente Hz do campo geomagnético é usada na determinação de qual dos eixos principais do tensor impedância corresponde à direção do "strike". O par de coeficiente (A,B) da equação (2.4), usualmente denominado inclinador ("tipper"), age sobre o campo geomagnético horizontal como se projetasse parte deste sobre a componente horizontal Hz. A magnitude |T| e a fase Ψ do inclinador são dadas por:

$$|T| = \left\{ |A|^2 + |B|^2 \right\}^{1/2} = (A_r^2 + A_i^2 + B_r^2 + B_i^2)^{1/2} \quad (3.7)$$

e

$$\Psi = \tan^{-1} [(A_r^2 + B_r^2)/(A_i^2 + B_i^2)]^{1/2}, \quad (3.8)$$

respectivamente.

A magnitude |T| expressa a intensidade relativa de Hz para cada banda de frequência. Na ausência de ruído, os coeficientes A e B têm a mesma fase para uma estrutura bidimensional com o "strike" distando de $\phi \pm 90^\circ$ da direção do eixo x, onde $\phi = \arctan (B/A)$.

Os coeficientes A e B são também utilizados para prever um valor de Hx e determinar, posteriormente, a sua coerência com o valor medido para a componente vertical Hz (Jupp e Vozoff, 1976).

A solução das equações

$$\overline{Hz H_x^*} = A \overline{Hx H_x^*} + B \overline{Hy H_x^*}, \quad (3.9)$$

$$\overline{Hz H_y^*} = A \overline{Hx H_y^*} + B \overline{Hy H_y^*}, \quad (3.10)$$

fornece os coeficientes A e B.

IV. DESCRIÇÃO DO PROGRAMA DE PROCESSAMENTO DE DADOS MAGNETOTELÚRICOS

A sequência inicial do procedimento utilizado para processamento das séries temporais Hx(t), Hy(t), Hz(t), Ex(t) e Ey(t), correspondentes às medidas MT efetuadas em um determinado local, obedece, em linhas gerais, àque

la descrita para análise de dados digitais por Bendat e Piersol (1971). As médias e tendências lineares dos dados são removidas e um filtro em forma de co-seno é aplicado aos primeiros e últimos 10% de cada conjunto de dados a fim de suavizá-los. Em seguida, os dados são aumentados até a potência de 2 mais próxima através da adição de zeros, e os espectros de autopotência e potência cruzada são calculados utilizando a técnica de FFT. Estes espectros são corrigidos das curvas de resposta dos equipamentos, suavizados por um filtro Hanning e suas médias são escolhidas para cada banda de frequência para fornecer dez estimativas espectrais por década. Estes valores médios são utilizados para calcular diversas grandezas importantes do método magnetotelúrico, como as magnitudes dos elementos do tensor impedância Z, as fases e as resistividades elétricas aparentes.

Prosseguindo, efetuam-se análises para determinar a direção do "strike" através de: cálculo dos parâmetros de polarização dos campos elétricos e magnéticos (Fowler et al. 1967); cálculo das coerências ordinárias e múltiplas (Reddy e Rankin, 1974); e determinação da direção dos eixos principais do tensor impedância e cálculo dos limites de confiança (Otnes e Enochson, 1972) ao longo destas direções. Seguem-se os cálculos dos parâmetros de dimensionalidade (Vozoff, 1972) e das resistividades aparentes e resistividades efetivas de Berdichevsky e Dimitriev (1976). Estes últimos cálculos são, então, refeitos, aplicando aos espectros uma correção para remover ruídos não-correlacionados (Kao e Rankin, 1977).

O diagrama de blocos do programa utilizado no INPE para efetuar o processamento de dados magnetotelúricos é apresentado nas Figuras 1a,b.

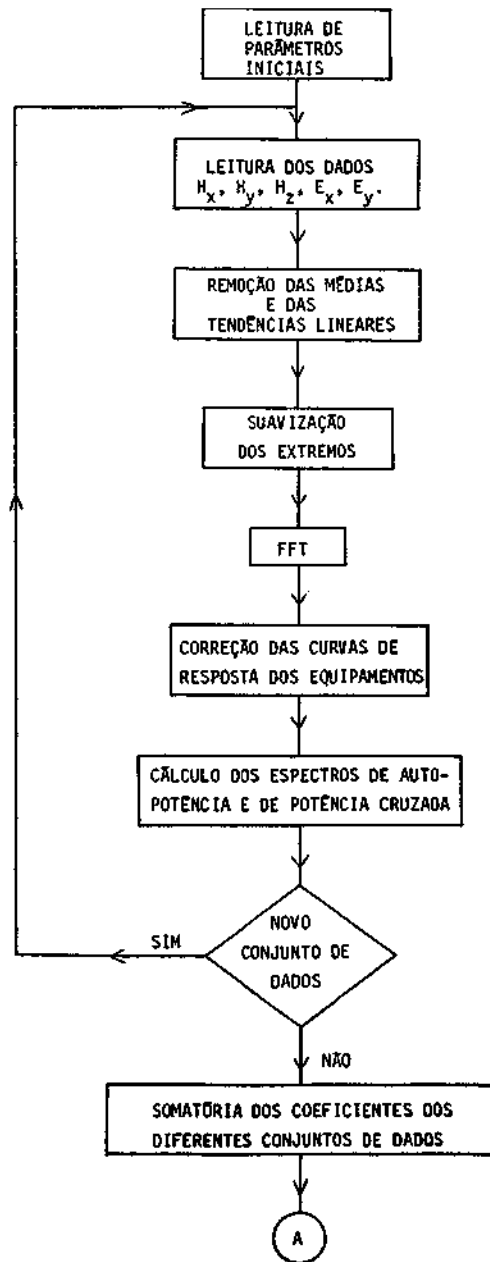
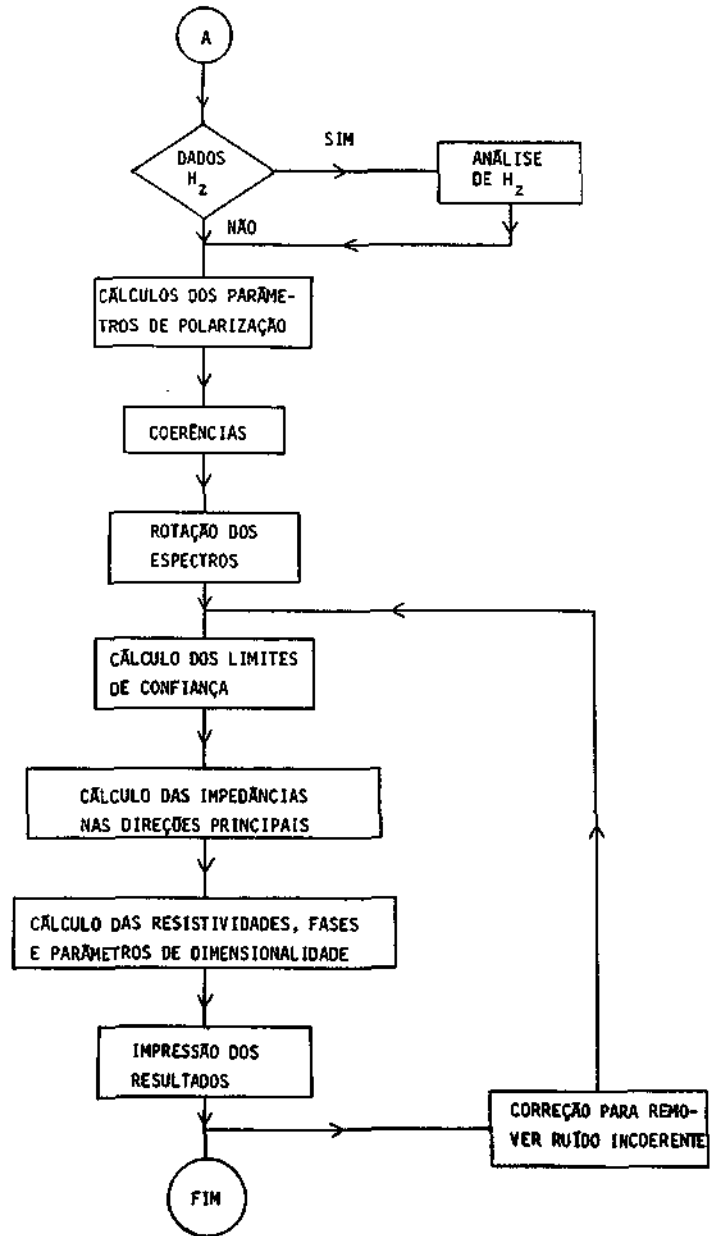


Fig. 1a,b - Diagrama de bloco do programa para processamento de dados magnetotelúricos no INPE.

(continua)

Fig. 1a,b - CONTINUAÇÃO



V. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BENDAT, J.S. e PIERSOL, A.G. Random Data: Analysis and Measurement Procedures. New York. John Wiley and Sons, 1971.
- BERDICHVSKY, M.N. e DIMITRIEV, V.I. Distortion of Magnetic and Electrical Fields by Near-Surface Lateral Inhomogeneities. *Acta. Geod. Geop. et Mont. Acad. Sci.*, 11(3),447-483, 1976.
- CAGNIARD, L. Basic Theory of the Magnetotelluric Method of Geophysical Prospecting. *Geophys.*, 18(4),605-635, 1953.
- FOWLER, R.A.; KOTICK, B.J. e ELLIOTT, R.D. Polarization Analysis of Natural and Artificially Induced Geomagnetic Micropulsations. *J. Geophys. Res.*, 72(11), 2871-2883, 1967.
- HERMANCE, J.F. Processing of Magnetotelluric Data, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 7,349-364, 1973.
- JUPP, D.L.B. e VOZOFF, K. Discussion on "The Magnetotelluric Method in the Exploration of Sedimentary Basins", *Geophysics* 41(2):325-328, 1976.
- KAO, D.W. e RANKIN, D. Enhancement of Signal-to-Noise Ratio in Magnetotelluric Data. *Geophysics*, 42(1),103-110, 1977.
- KAUFFMANN, A.A. e KELLER, G.V. The Magnetotelluric Sounding Method. New York, Elsevier Scientific Publishing Co., 1981.
- KELLER, G.V. e FRISCHKNECHT, F.C. Electrical Methods in Geophysical Prospecting. Oxford, Pergamon, 1966.
- MADDEN, T. e NELSON, P. A Defense of Cagniard's Magnetotelluric Method. Geophysics Lab. MIT, Cambridge, MA, 1964. (Project NR-371-401).
- OTNER, R.K. e ENOCHSON, L. Digital Time Series Analysis. New York, John Wiley and Sons, 1972.
- REDDY, I.K. e RANKIN, D. Coherence Functions for Magnetotelluric Analysis. *Geophysics*, 39(3),312-320, 1974.
- SIMS, W.E. e BOSTICK, F.X. Jr. Methods of Magnetotelluric Analysis. Univ. of Texas at Austin, Austin, Texas, 1969. (EGRL Tech Rep 58).

TIKHONOV, A.V. Determination of the Electrical Characteristics of the Deep Strata of the Earth's Crust. *Dokl. Akad. Nauk.*, 73, 295, 1950.

VOZOFF, K. - 1972 - The Magnetotelluric Method in the Exploration of Sedimentary Basins. *Geophysics*, 37(1), 98-141, 1972.