

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS

MÉTODOS SÍSMICOS DE REFRAÇÃO E ELETROMAGNÉTICO APLICADOS
AO ESTUDO DE UM PALEOCANAL DA ILHA DE MARAJÓ, PARÁ

Tese Apresentada por
PEDRO PENIDO DUARTE GUIMARÃES
como requisito parcial à obtenção do grau em
MESTRE EM CIÊNCIAS
Na área de
GEOFÍSICA

Conferido pelo Programa de Pós-Graduação em
Ciências Geofísicas e Geológicas da
Universidade Federal do Pará

Aprovado: 22.12.83

Jürgen Bischoff

JURGEN H. BISCHOFF (ORIENTADOR)
Oliver Antonio L. de Lima

OLIVAR ANTONIO L. DE LIMA
Klaus Schiel

KLAUS SCHIEL

Comitê de Tese

T. 232 GUIMARÃES, Pedro Penido Duarte
G 963 Métodos Sísmicos de Refração e
eletromagnético aplicados ao estudo
de um paleocanal da Ilha do Marajó
Para, Belém, UFPa/NCGG. 1983.

90 p.

Tese apresentada ao Núcleo de
Ciências Geofísicas e Geológicas da
Universidade Federal do Pará, para
obter o grau de Mestre em Ciências
na área de Geofísica.

1. Geofísica-Marajó-Pará- 2. Mé-
todos Magnéticos- 3. Métodos Sísmi-
cos de Refração I. Universidade Fe-
deral do Pará/Núcleo de Ciências
Geofísicas e Geológicas. II. Títu-
lo.

AGRADECIMENTOS

Reconheço meu agradecimento às seguintes pessoas e instituições:

- ao Dr. Jürgen Heinrich Bischoff que, com sua orientação firme e seu forte senso de disciplina acadêmica, ensinou-me a trabalhar organizadamente, possibilitando a conclusão deste trabalho,

- ao Dr. Klaus Schiel pelos debates esclarecedores sobre refração rasa, pela cooperação na coleta dos dados e pelas sugestões.

- ao Dr. Oliver Antônio Lima de Lima pelas críticas sugeridas.

- ao Dr. Om Prakash Verma pelos esclarecimentos sobre mo delagem reduzida EM.

- ao Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas e a Coordenadoria do Curso de Pós-Graduação pela possibilidade de realização do mestrado.

- ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), à Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES) e ao Programa de Formação de Recursos Humanos para o Setor Nuclear (PRONUCLEAR) pela conces são de bolsas de estudo.

- à Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP) pelo financiamento das pesquisas através do Projeto "Utilização dos Recursos Hídricos da Ilha de Marajó" do NCGG - UFPa.

- à PETROBRÁS, nas pessoas de Dr. Roberto Porto, Dr. Guilherme Estrela e Dr. Alcides Barbosa pela confiança neste tra balho.

- aos colegas Milton José Porsani e Ruth Lea Bemerguy, pe lo companheirismo na elucidação de dúvidas referentes ao Proje to Marajó.

- ao geólogo e amigo Paulo Sucasas da Costa Júnior, pelo

apoio logístico a bordo do Arcachon.

- ao geofísico Paulo Buarque de Macedo Guimarães, pelo apoio amigo no encurtamento das distâncias do Rio a Belém.

- ao geofísico Antonio Abel Gonzalez Carrasquilla, pela colaboração na finalização deste trabalho.

- a Maria da Glória Ribeiro Costa e Aracilda da Costa Santos, secretárias do Curso de PG e Adalberto da Cruz Lima, de senhista, pela atenção dispensada.

- aos técnicos do NCGG, Galvão, Afonso, Pipira e Magno, pela participação na coleta dos dados.

- aos demais colegas da Pós-Graduação, aos professores e funcionários do NCGG por suas contribuições indiretas.

- aos amigos, pelo apoio espiritual, e em particular à minha família, pela compreensão e pelo carinho com que me incentivou exaustivamente.

- aos paraenses.

SUMÁRIO

| | |
|---|-----|
| AGRADECIMENTOS. | i |
| SUMÁRIO | iii |
| LISTA DE ILUSTRAÇÕES. | v |
| RELAÇÃO DE ABREVIATURAS EMPREGADAS. | vii |
| RESUMO. | 1 |
| ABSTRACT. | 2 |
| | |
| 1. INTRODUÇÃO. | 3 |
| 1.1 - <u>Trabalhos Anteriores na Região</u> | 3 |
| 1.2 - <u>Generalidades Sobre a Ilha de Marajó</u> | 4 |
| 1.3 - <u>Objetivos</u> | 6 |
| | |
| 2. GEOLOGIA. | 7 |
| 2.1 - <u>Geologia Regional</u> | 7 |
| 2.2 - <u>Geologia Local</u> | 9 |
| | |
| 3. MÉTODOS DE REFRAÇÃO SÍSMICA E ELETROMAGNÉTICO. | 11 |
| 3.1 - <u>Sísmica de Refração</u> | 11 |
| 3.1.1 - <u>Introdução</u> | 11 |
| 3.1.2 - <u>Considerações Básicas</u> | 12 |
| 3.1.3 - <u>Métodos de Interpretação</u> | 14 |
| 3.1.4 - <u>Problemas de Interpretação</u> | 24 |
| 3.2 - <u>Método Eletromagnético</u> | 30 |
| 3.2.1 - <u>Introdução</u> | 30 |
| 3.2.2 - <u>Considerações Básicas</u> | 31 |
| 3.2.3 - <u>Modelagem Reduzida</u> | 34 |
| | |
| 4. METODOLOGIA | 38 |
| 4.1 - <u>Introdução</u> | 38 |

| | |
|---|----|
| 4.2 - <u>Equipamentos Usados</u> | 40 |
| 4.3 - Coleta de Dados | 41 |
| 4.3.1 - Trabalho de Campo | 41 |
| 4.3.1.1 - Etapa de Refração Sísmica | 41 |
| 4.3.1.2 - Etapa do Perfil Eletromagnético | 45 |
| 4.3.2 - Trabalho de Laboratório | 45 |
| 4.3.2.1 - Construção do Modelo Reduzido EM. | 45 |
| 4.3.2.2 - Procedimento Experimental | 52 |
| | |
| 5. APRESENTAÇÃO DOS DADOS E INTERPRETAÇÃO. | 54 |
| 5.1 - <u>Introdução</u> | 54 |
| 5.2 - <u>Sísmica de Refração</u> | 54 |
| 5.2.1 - Dados e Interpretação | 54 |
| 5.2.2 - Conclusões da Interpretação | 62 |
| 5.3 - <u>Método Eletromagnético</u> | 64 |
| 5.3.1 - Dados e Interpretação | 64 |
| 5.3.1.1 - Dados de Campo. | 64 |
| 5.3.1.2 - Dados de Laboratório. | 65 |
| 5.3.2 - Conclusões da Interpretação | 71 |
| | |
| 6. CONCLUSÃO | 73 |
| | |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS. | 76 |
| ANEXO 1 | 82 |
| ANEXO 2 | 83 |

| FIGURA | LISTA DE ILUSTRAÇÕES | PÁGINA |
|--------|---|--------|
| 01 | Mapa de localização da área de estudo | 5 |
| 02 | Coluna estratigráfica de sedimentos da Foz do Rio Amazonas (seg. Schaller et al., 1971) . . . | 8 |
| 03 | Trajatória dos raios sísmicos e gráfico tempo x distância para o caso de 2 (duas) camadas horizontais | 16 |
| 04 | Trajatória dos raios sísmicos e gráfico tempo x distância para o caso de 2 (duas) camadas inclinadas. | 16 |
| 05 | Notação e trajetória dos raios sísmicos para o caso de <u>n</u> refratores inclinados (de Odins.1975) | 19 |
| 06 | Trajatória dos raios sísmicos, na definição de 'delay-time' (de Dobrin, 1976). | 21 |
| 07 | Trajatória dos raios sísmicos na definição 'time-depth' (de Hawkins, 1961). | 21 |
| 08 | O problema de camada escondida, ilustrado por um caso de 3 (três) camadas. A condição limite (zona oculta) é apresentada em (C) (de Merrick et al., 1978) | 28 |
| 09 | As componentes em-fase $Q^2/1+Q^2$ e quadratura $Q/1+Q^2$ do campo eletromagnético secundário H_s/H_p (de Grant e West, 1965). | 33 |
| 10 | Mapa de localização dos perfis longitudinal e transversal e dos poços F-1, F-2, F-3 e F-4.. . | 39 |
| 11 | Posicionamento dos arranjos sísmicos sobre o paleocanal. | 43 |
| 12 | Interpretação preliminar de sondagens elétricas verticais alinhadas ao longo do perfil transversal. Resistividades em $\Omega.m$ | 46 |
| 13 | Seções geológicas | 48 |
| 14 | Situação de campo e modelo reduzido equivalente. | 51 |

| | | |
|----|---|----|
| 15 | Gráficos tempo x distância, Paleocanal Mãe Rita, Marajó. Velocidades em km/s e tempos de intersecção em ms. | 55 |
| 16 | Gráficos tempo x distância relativos a perfis curtos para investigação superficial da camada de argila | 57 |
| 17 | Sismograma (parte) referente ao tiro T9 onde se observa um salto entre as primeiras chegadas nos geofones 5, 6 e 7, causado por uma inversão de velocidade. | 59 |
| 18 | Seções sísmicas sobre o Paleocanal Mãe Rita, Marajó. Velocidades em km/s. | 63 |
| 19 | Perfil <u>EM</u> de campo, mostrando as anomalias em fase (linha cheia) e quadratura (linha tracejada) para as duas frequências: 880 e 2640 Hz | 66 |
| 20 | Perfis <u>EM</u> de laboratório segundo variações de profundidade $d/\ell = 0,1; 0,2; 0,3$ para $\alpha = 9,9$ | 68 |
| 21 | Perfis <u>EM</u> de laboratório segundo variações de profundidade $d/\ell = 0,1; 0,2; 0,3$ para $\alpha = 29,8$ | 69 |
| 22 | Diagrama de Argand para modelo do aquífero. | 70 |

RELAÇÃO DAS ABREVIATURAS EMPREGADAS

Sísmica da refração

| | |
|----------------------|---|
| LVL | - camada de baixa velocidade - (low-velocity layer) |
| $V_i, V(I)$ | - velocidade da i -ésima camada |
| V_u, VU, VV | - velocidade up - dip |
| V_d, VD, VT | - velocidade down - dip |
| i_c | - ângulo crítico |
| ρ_i | - densidade do meio i |
| t_i, T_i | - tempo de intersecção |
| X_c | - distância crítica |
| t_r | - tempo recíproco |
| $\theta, \phi, F(J)$ | - inclinação da camada J |
| Z | - espessura do refrator (ou profundidade no caso de 2 (duas) camadas) |
| NUM | - número do perfil sísmico |
| L, L_1 | - definem se o tiro é up-dip ou down-dip. |

Eletromagnético

| | |
|-------------------|---|
| EM | - eletromagnético |
| ϕ | - fase |
| $\omega = 2\pi f$ | - frequência |
| L | - indutância |
| R | - resistência |
| E | - campo elétrico |
| H | - campo magnético; H_p - C.mag. primário; H_s - C.mag. secundário. |
| μ | - permeabilidade magnética |
| ϵ | - permissividade elétrica |
| σ | - condutividade elétrica |

- x_M, y_M, z_M, s_M - dimensões lineares do modelo
- x_C, y_C, z_C, s_C - dimensões lineares de campo
- α - parâmetro de resposta
- t - espessura do corpo anômalo
- ℓ - distância entre transmissor e receptor
- d - profundidade do corpo causador da anomalia EM
- d/ℓ - profundidade relativa
- δ - profundidade de penetração (skin - depth)
- h - espessura da camada
- H - espessura do pacote sedimentar.

Even in science, although we may strive toward the absolute, we must always be prepared to deliver the incomplete knowledge we have on hand. We cannot plead that we must wait "until all facts are in", because we know full well that all the facts will never be in.

Gunnar Myrdal

R E S U M O

Os métodos sísmico de refração e eletromagnético foram aplicados, em caráter experimental, à prospecção de água subterrânea. A eficiência destes métodos foi testada com cerca de 1.500m de perfis de refração rasa na delimitação geométrica em três dimensões de um paleocanal na região dos campos naturais da Ilha de Marajó e com um perfil eletromagnético (técnica Slingram) para a detecção de contatos laterais de água doce-água salobra.

A interpretação dos dados sísmicos foi realizada com as equações de tempo de intersecção para n camadas inclinadas com o auxílio do controle geológico de 2 (dois) poços para contornar problemas de camadas não detectadas. Obteve-se uma baixa velocidade (0,81 km/s) para os sedimentos silte-arenosos saturados que preenchem o paleocanal.

Em virtude da inversão de velocidades ter sido obtida como resultado para estes sedimentos, não se aconselha o mapeamento de paleocanais pela sísmica de refração, salvo com a utilização de técnicas especiais de campo (registro digital, 'up-hole survey', registro ondas S, reflexão simultânea, ...).

Os dados eletromagnéticos foram analisados semi-quantitativamente com o auxílio de um modelo reduzido construído a partir de uma seção de resistividades aparentes. Um diagrama de Argand, traçado com os dados de laboratório, fornece subsídios para a determinação da condutância em ambientes de sedimentos não consolidados análogos ao de Marajó.

Recomenda-se a utilização dos métodos eletromagnéticos para o reconhecimento lateral de zonas de água doce-água salobra, uma vez que a componente quadratura da frequência alta (2640 Hz) define, com precisão suficiente, estas zonas.

A comparação dos resultados dos dois métodos mostra que apenas parte do paleocanal se comporta como um aquífero.

A B S T R A C T

Refraction seismic and electromagnetic methods have been applied in a experimental scale in the search for groundwater. The efficacy of both methods was verified with about 1.500 m of shallow refraction profiles for three-dimensional geometric delimitation of a paleo-channel in the natural grass land region of Marajó Island; and with an electromagnetic profile (Slingram technique) to detect lateral contacts of fresh and brackish water.

The interpretation of seismic data was done using the time-intercept equations for n dipping layers, and the assistance of the geological control of two wells to circumvent problems due to non-detected layers. A low velocity (0,81 km/s) was obtained for the saturated silt-sand sediments filling the paleo-channel.

Since the results lead into a velocity reversal in these sediments, the mapping of paleo-channels by refraction seismic is not advisable, unless using special field techniques (digital recording, up-hole survey, S-wave recording, simultaneous reflection,...).

The electromagnetic data were analysed semi-quantitatively through a reduced model designed on the basis of apparent resistivities section. An Argand diagram, plotted with the laboratory data, aids in the determination of conductance in non-consolidated sediments similar to those found in Marajó.

The use of electromagnetic methods for the lateral reconnaissance of fresh-brackish water zones is recommended since the high frequency (2640 Hz) quadrature component defines these areas with sufficient precision.

The comparison between the results of both methods indicates that only a part of the paleo-channel can be considered an aquifer.

1. INTRODUÇÃO

O presente estudo foi realizado no âmbito do Projeto "Utilização dos Recursos Hídricos da Ilha de Marajó, Pará" empreendido pelo Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, com suporte financeiro da Finep, que tem por finalidade a verificação da eficiência de diferentes métodos geofísicos, geológicos e geoquímicos na avaliação quantitativa dos recursos de água subterrânea da Ilha de Marajó e o estudo das possibilidades de utilização do excesso de água superficial disponível sazonalmente através da armazenagem subterrânea, visando reduzir os prejuízos que a pecuária extensiva tem sofrido regularmente, na época da seca e prover a população da região de água doce de melhor qualidade.

1.1 - Trabalhos Anteriores na Região

Tanto a geofísica como a geologia e a geoquímica têm sido utilizadas no reconhecimento hidrogeológico da Ilha de Marajó.

O primeiro estudo geofísico na área foi realizado pela Geomineração e pelo Idesp (1974), utilizando o método eletroresistivo numa área de 16.325 km². Seu relatório final é incisivo: a probabilidade de utilização de água subterrânea a pequenas e médias profundidades é mínima, pois os solos, em sua maioria, são pouco resistivos, constituídos principalmente de argila e/ou areia com água salobra, devendo as pesquisas se orientarem para horizontes mais profundos.

Estudos posteriores realizados dentro do Projeto Marajó (como, por exemplo, Bezerra, 1979; Cavalcanti, 1979; Kobayashi, 1979) verificaram, entretanto, a existência de horizontes hidrogeológicos pouco profundos através da eletroresistividade em quatro áreas na região leste e sudeste da ilha (Soure, Ponta de Pedras, Baixo e Médio Paracauari). Alguns desses horizontes

foram também observados pela refração sísmica (Kobayashi, 1979).

Estes horizontes mais rasos e mais resistivos, que representam os possíveis aquíferos a pequenas profundidades, se restringem a depósitos arenosos. Em sua maioria, esses depósitos estão relacionados a paleocanais.

Paleocanais são unidades morfológicas alongadas identificáveis por fotografias aéreas, cuja topografia é ligeiramente mais elevada que a área circunvizinha (1 a 2m) e compostos predominantemente de silte e areia. Podem às vezes ser reconhecidos durante a estação seca por apresentarem vegetação de maior porte e grandes tufo de capim.

1.2 - Generalidades Sobre a Ilha de Marajó

A Ilha de Marajó situa-se na foz dos Rios Amazonas e Tocantins, entre os principais, ao norte do Estado do Pará (Fig. 01). Esta região envolve 49.606 km² em duas áreas fisiograficamente distintas: a oeste, a região das florestas de Igapó, periodicamente inundadas, abrange cerca de 2/3 da ilha; e a leste os campos naturais que abrangem o restante da ilha.

Seu clima tropical úmido é em parte determinado pelo rigoroso regime de chuvas. De janeiro a junho, a estação chuvosa, ou dita inverno, apresenta pluviosidade média superior a 2.000 mm enquanto a estação seca, ou dita verão, no período de julho a dezembro, apresenta pluviosidade inferior a 500 mm.

A topografia da ilha por ser excessivamente plana, com altitude máxima de 20 m sobre o nível do mar, não favorece a acumulação de água em barragens ou reservatórios superficiais. Durante a época de chuva, grandes extensões da ilha são inundadas uma vez que os sedimentos superficiais possuem, de maneira geral, granulação fina que impede a penetração da água em subsuperfície. Durante a estação seca, a maior parte da água acumulada em superfície é perdida por forte evaporação, de tal forma que a navegação se torna difícil e pequenos rios e lagos secam totalmente. O Lago Arari, por exemplo, sofre uma redução de cerca de 60% (sessenta por cento) em sua área.

Esta escassez de água na estação seca tem trazido sérias conseqüências à economia da região e do Estado do Pará, a qual (da região) se apoia na pecuária, na pesca, no extrativismo

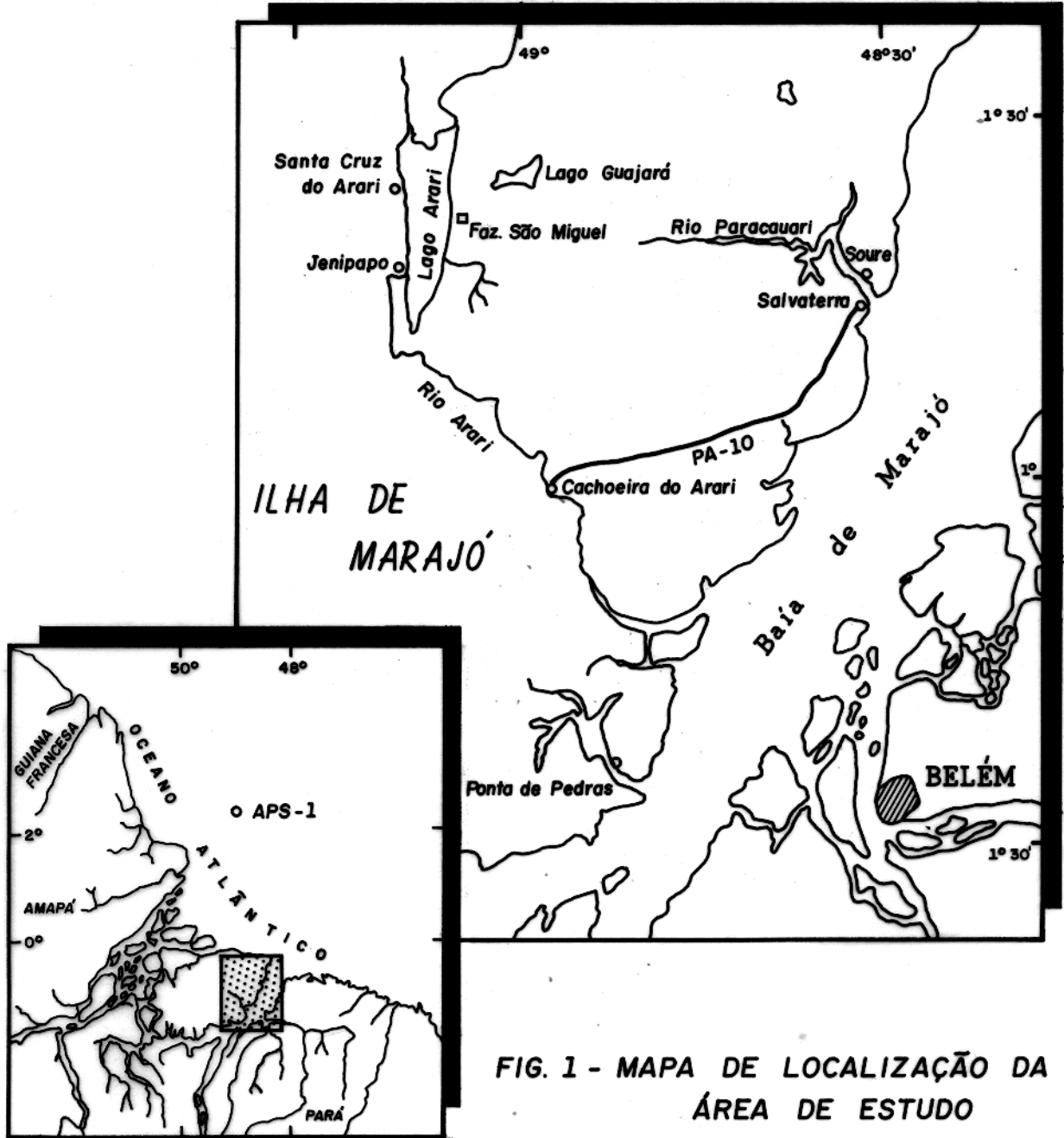


FIG. 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA
ÁREA DE ESTUDO

vegetal e na agricultura. Mas sua principal fonte de renda é a criação extensiva de gado bovino e bubalino (cerca de 600.000 cabeças) na região dos campos naturais. Durante a estação seca, 5 a 10% (cinco a dez por cento) do gado morre aprisionado nos atoleiros e pantanais que se formam ao longo dos rios e ao redor dos lagos que secam.

1.3 - Objetivos

Em conseqüência do Projeto Marajó, considerando que outras áreas da ilha já haviam sido razoavelmente estudadas, ter priorizado a área do Lago Arari para seus trabalhos de reconhecimento hidrogeológico, optou-se pelo estudo do Paleocanal Mãe Rita, localizado na Fazenda São Miguel, a leste do Lago Arari.

Dois métodos geofísicos foram aplicados ao estudo de um paleocanal em caráter experimental.

O método de refração sísmica teve por objetivo a delimitação geométrica em três dimensões do paleocanal. Uma correlação entre velocidades sísmicas e tipos de sedimentos foi pesquisada, assim como os métodos existentes para a interpretação de dados e os problemas inerentes a essa interpretação.

O método eletromagnético visou testar a eficácia desta técnica na determinação de contatos de água doce-água salobra-salgada e, por conseguinte, a delimitação lateral do aquífero propriamente dito. Foi realizada uma modelagem reduzida do aquífero em laboratório numa tentativa de uma interpretação semi-quantitativa dos dados eletromagnéticos.

A relação entre paleocanal e aquífero foi também analisada a partir dos resultados dos dois métodos.

2. GEOLOGIA

2.1 - Geologia Regional

A Ilha de Marajó situa-se em uma sub-bacia da Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas, e totaliza aproximadamente uma superfície de 280.000 km², assim distribuídos (Schaller et al., 1971): a Bacia Sedimentar do Marajó, propriamente dita, abrange 90.000 km² enquanto que a parte submersa, considerada até a cota batimétrica de 50 m, abrange 90.000 km² e o cone amazônico 100.000 km².

A Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas tem como limites: ao norte, a encosta do talude da plataforma continental; a noroeste, o Escudo das Guianas; a sudoeste, o Escudo Brasileiro; o Arço de Gurupá, entre estes dois, separa a Bacia do Marajó da Bacia Paleozóica do Baixo Amazonas e o Arço de Tocantins separa-a da Bacia do Maranhão.

O esboço estrutural é relativamente simples, sendo formado por 2 (duas) grandes fossas: o "graben" de Mexiana, cuja direção geral coincide com o eixo deposicional da Bacia Paleozóica do Amazonas, e o "graben" de Limoeiro, com direção SW - NE, transversal a este último; e por 2 (duas) plataformas: a do Pará e a do Amapá.

O mapeamento de Barbosa et al. (1974) distingue 3 (três) feições morfológicas: a leste, planícies colmatadas; no centro-sul, o pediplano Pleistocênico; e a oeste, uma região em processo de colmatagem.

Devido ao fato do presente trabalho abranger a primeira centena de metros e, com base no mapa de isópacas do grupo Pará apresentado por Schaller et al. (1971), restringir-se-á à descrição estratigráfica deste grupo embora a espessa seção geológica apresente sedimentos neo-cretáceos e cenozóicos até recentes (Fig. 02).

O Grupo Pará apresenta sedimentos clásticos de origem

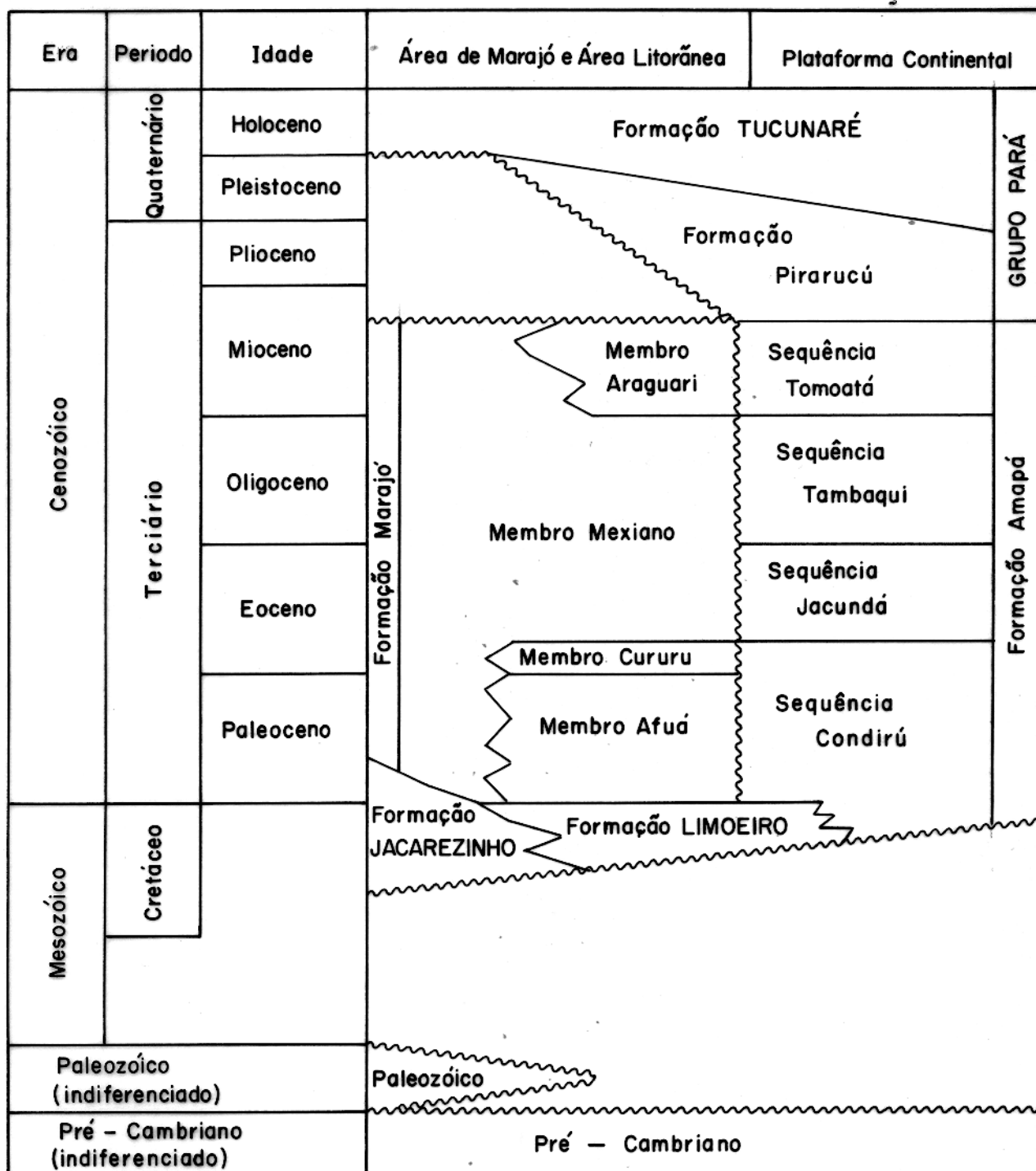


Fig. 2 . COLUNA ESTRATIGRÁFICA DOS SEDIMENTOS DA FOZ DO RIO AMAZONAS (seg. Schaller et al, 1971)

fluvial a parálica sobre o continente e nerítica sobre a plataforma continental, do Mioceno Superior ao Holoceno, sendo que para seção-tipo foi escolhido o intervalo 0-1900 m do poço da Petrobrás 1-APS-1, a 430 km N-NE de Belém (Schaller et al.,... 1971). Esta seção é subdividida em 2 (duas) formações operacionais: a Fm. Tucunaré e a Fm. Pirarucu.

A Fm. Tucunaré (Holoceno) é composta de areia amarelada, quartzosa, sub-angular, muito grossa, de seleção moderada e apresenta, com menor frequência, restos vegetais semi-carbonizados e leitos argilosos.

A Fm. Pirarucu (Plioceno-Pleistoceno) compreende folhelhos higroscópicos cinza-esverdeados, intercalados irregularmente com camadas de areia grossa e raros leitos carbonáticos. Em sua base, nota-se a ocorrência de seixos de folhelho.

A base do Grupo Pará trunca os sedimentos terciários das Formações Amapá e Marajó.

2.2 - Geologia Local

A região dos campos naturais, que correspondem às planícies colmatadas da parte oriental da ilha, apresenta, com razoável distribuição geográfica, feições alongadas e meandranes facilmente identificáveis em fotografias aéreas, quer por sua textura mais fina, quer por sua coloração mais clara, e por serem também topograficamente mais elevadas (1 e 2 m) que a área circundante.

Barbosa et al. (1974) utilizou pela primeira vez o termo paleocanal para designar tais feições com formas de meandros que ocorrem ao norte da Ilha de Marajó.

Ressalta-se que paleocanal é um conceito morfológico pois seu mecanismo de deposição não está definido, só existindo hipóteses sobre sua formação. O padrão descontínuo apresentado por estas feições sugere ter havido migração em vários sentidos. Uma hipótese sobre o Lago Arari (Porsani, M.J., comunicação pessoal) supõe que este é o remanescente de um grande lago com base na existência de pequenos lagos alinhados nos estriamentos paralelos às margens atuais.

A litologia se caracteriza por sedimentos de granulação fina, principalmente junto à superfície. Os solos são predominan

temente argilosos embora afloramentos de silte e areia fina sejam também encontrados e coincidam, via de regra, aos paleocanais.

3. MÉTODOS DE REFRAÇÃO SÍSMICA E ELETROMAGNÉTICO

3.1 - Sísmica de Refração

3.1.1 - Introdução

O método sísmico de refração tem largo emprego em investigações geofísicas relacionadas à exploração de petróleo, água subterrânea e depósitos aluvionares assim como em investigações de engenharia e para a correção dos efeitos de intemperismo (camada de baixa velocidade - LVL) em levantamentos de sísmica de reflexão.

Muito tem sido publicado na aplicação do método de refração rasa, em especial na prospecção de depósitos superficiais de água subterrânea, indicando sua utilidade.

Domzalski (1956) discute em detalhe as dificuldades da refração rasa confinada às camadas superficiais (cerca de 100m de profundidade), compostas principalmente de material não consolidado, apresentando inúmeros exemplos.

Antigos canais formados por ação fluvial e preenchidos por sedimentos triássicos foram detectados por Pakiser e Black (1957) com o uso de sismógrafo de refração na exploração de urânio.

Hawkins (1961) determinou 3 (três) horizontes (cobertura de depósitos aluvionares, manto de intemperismo e rocha fresca) com o método recíproco de investigação no sítio da represa Acton, Austrália.

Duguid (1968) utilizou a refração para determinar a profundidade do lençol freático e a espessura dos aluviões na região do rio Laramie, USA.

Em seu estudo comparativo dos sismógrafos e fontes de energia aplicados à prospecção mineral e de água subterrânea, Hobson (1970) ressalta que canais preenchidos com areia, cascalho ou till podem ser detectados por refração.

Uma perfilagem contínua de refração (1150 km) nos Vales de New South Wales, Austrália, foi utilizada por Odins (1975) em extenso estudo geofísico e hidrogeológico de sedimentos não consolidados, com resultados satisfatórios do potencial hídrico da região.

Em seu estudo geofísico aplicado à hidrogeologia em algumas áreas da Ilha de Marajó, Kobayashi (1979) obteve a maior parte das vezes apenas a velocidade, mas não a espessura, da camada de areia saturada, concluindo não ser adequado o emprego deste método na área. Entretanto, considerou-se que um estudo mais detalhado e minucioso sobre um paleocanal, necessitava ser realizado ainda em caráter experimental.

3.1.2 - Considerações Básicas

Ondas sísmicas, ao se propagarem em um meio, imprimem deformações que são transmitidas com velocidades que dependem de suas propriedades elásticas e densidades. O método de prospecção sísmica se utiliza das diferentes velocidades para detectar descontinuidades em sub-superfície.

As deformações ('strains'), decorrentes de algum impacto (explosão, por exemplo) em superfície, se propagam segundo a equação de onda

$$\nabla^2 \varphi = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} \quad (3.1)$$

onde φ é função dos 'strains' e v é a velocidade de propagação.

Restringir-se-á à descrição sucinta dos tipos de onda e das leis básicas da refração pois os princípios da teoria da elasticidade e da teoria geral sobre a propagação de ondas em meios elásticos e isotrópicos podem ser encontrados em diversas publicações (Grant e West, 1965; Telford et al. 1976; Dobrin, 1976).

Em um meio isotrópico, elástico e infinito, a equação 3.1 descreve o comportamento de dois modos de propagação de onda: as ondas P e as ondas S. Essas ondas, por sua propriedade de propagação dentro de um meio, são chamadas ondas de volume ('body waves') em distinção às ondas de superfície.

As ondas longitudinais, de compressão ou primárias (on-

das P) apresentam deslocamento das partículas na mesma direção de propagação da onda e se propagam com velocidade:

$$v_{\alpha} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (3.2)$$

onde λ e μ são constantes de Lamé (μ denominada módulo de rigidez) e ρ é a densidade do meio.

O outro modo de propagação, as ondas transversais, de cizalhamento ou secundárias (ondas S) apresentam o movimento das partículas perpendicular à direção de propagação da onda e se propagam com velocidade:

$$v_{\beta} = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.3)$$

Quando o meio não é mais infinito mas limitado por uma superfície que traduz uma descontinuidade brusca nas propriedades elásticas, outras ondas aparecem. São as ondas de superfície: as do tipo Rayleigh e do tipo Love. As de Rayleigh apresentam vibrações que se dão em um plano vertical seguindo um caminho elíptico e retrógrado em relação à direção de propagação; nas ondas tipo Love, o movimento é horizontal e transversal.

As ondas de superfície, entretanto, não são utilizadas em sismica aplicada. Na realidade, estas ondas mascaram o sinal propriamente dito por possuírem grande comprimento de onda e amplitude, sendo um dos ruídos 'ground roll'.

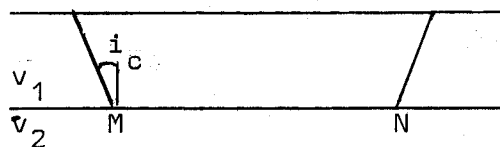
Tanto a sismica rasa de refração como a de reflexão, nas quais a profundidade do alvo não ultrapassa as primeiras centenas de metros, utilizam principalmente as ondas P por serem as de maior amplitude e maior velocidade e assim as de mais fácil identificação.

A trajetória percorrida pelas ondas refratadas nem sempre pode ser facilmente predita apesar das frentes de ondas serem bem definidas fisicamente (Hagedoorn, 1959). As vezes, essas ondas são representadas por seus raios para uma melhor visualização da trajetória de propagação da energia sísmica.

O raio refratado no ângulo crítico i_c forma a base da sismica de refração, regida pela lei de Snell

$$\frac{\sin i_c}{\sin 90^\circ} = \frac{v_1}{v_2}$$

$$i_c = \sin^{-1} (v_1/v_2)$$



(3.4)

onde v_1 e v_2 são as velocidades de 2 meios adjacentes.

Se uma onda P incide segundo o ângulo crítico em uma interface, a onda P transmitida se propagará ao longo da interface com velocidade v_2 . De acordo com o princípio de Huygens, cada ponto então desta interface se comporta como uma nova fonte que transmite parte da energia de volta à superfície: o caminho percorrido pela onda, representado pelo raio MN, é uma possível trajetória da energia sísmica de acordo com a óptica geométrica. O princípio de Fermat assinala que a trajetória das ondas é tal que a energia se propaga do ponto de tiro ao geofone pelo menor tempo possível, e não pela menor distância. Apenas parte da energia imprimida por impacto segue tal trajetória, sendo o restante refletido de volta à superfície. Entretanto, o coeficiente de transmissão, pela teoria de ondas planas, prediz que a energia contida nesta trajetória é nula, o que não é observado experimentalmente. A resposta a este "paradoxo" está na teoria das frentes de ondas curvas que concebe o conceito de "head wave", onda que se forma no meio de baixa velocidade entre a frente de onda refletida e a interface. É necessário ter em mente que a teoria das ondas planas é aplicável para pontos distantes, em termos de comprimentos de onda, da interface.

Uma das principais restrições da refração sísmica é o requerimento de um aumento progressivo de velocidade com a profundidade. A velocidade verdadeira v_i das ondas P na i -ésima camada deve ser maior que a velocidade v_{i-1} da camada sobrejacente, de forma a ser possível obter a onda refratada em superfície. Esta suposição é uma premissa inerente a quase todos os métodos de interpretação pois decorre diretamente da lei de Snell.

3.1.3 - Métodos de Interpretação

Grande parte dos métodos de interpretação comumente uti-

lizados no presente emprega dois registros, um em cada sentido, do perfil observado: um obtido com o tiro direto e o outro com o tiro reverso.

A interpretação dos dados em sismica de refração pode ser realizada por:

- métodos analíticos
- métodos gráficos.

Para os procedimentos analíticos, tanto aqueles com fórmulas aritméticas simples como aqueles com técnicas matemáticas sofisticadas requerendo o uso de computadores, assume-se, a priori, que:

1. a velocidade das camadas aumenta com a profundidade, como já mencionado.
2. as interfaces não possuem alto grau de complexidade, (em geral são planas) e são lateralmente contínuas.
3. as camadas possuem velocidade constante, ou podem ser subdivididas em camadas menores com velocidades constantes.
4. toda a refração acontece em um plano vertical que contém os geofones e ponto de tiro ou, em outras palavras, os mergulhos das camadas são verdadeiros.

Os métodos convencionais para o cálculo da profundidade do refrator utilizam o tempo de intersecção t_i (Mota, 1954) ou a distância crítica x_c (Heiland, 1963). Por simplicidade, estes termos são definidos para o caso de duas camadas horizontais. (Fig. 03)

O tempo de percurso t da onda refratada no ponto de tiro ao geofone é dada por:

$$t = x/v_2 + 2z \cos i_c / v_1 \quad (3.5)$$

O tempo total de percurso de um ponto de tiro ao outro é chamado de tempo recíproco t_r e independe do sentido.

A profundidade do refrator pode ser expressa em termos do tempo de intersecção t_i :

$$z = t_i \frac{v_1}{2 \cos i_c} \quad (3.6)$$

ou em termos da distância crítica:

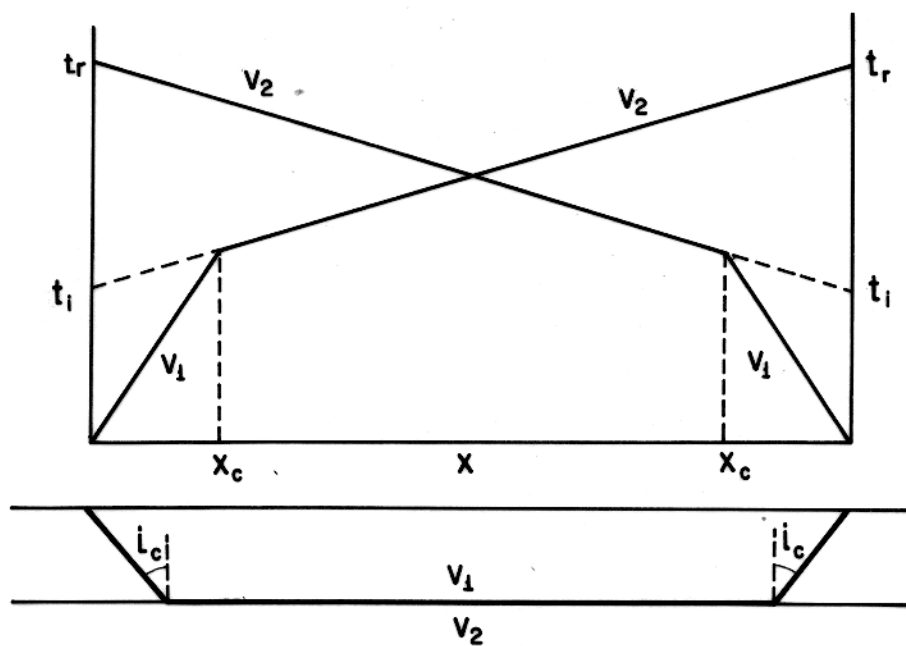


Fig. 3 - Trajetória dos raios sísmicos e gráfico tempo x distância para o caso de 2 camadas horizontais.

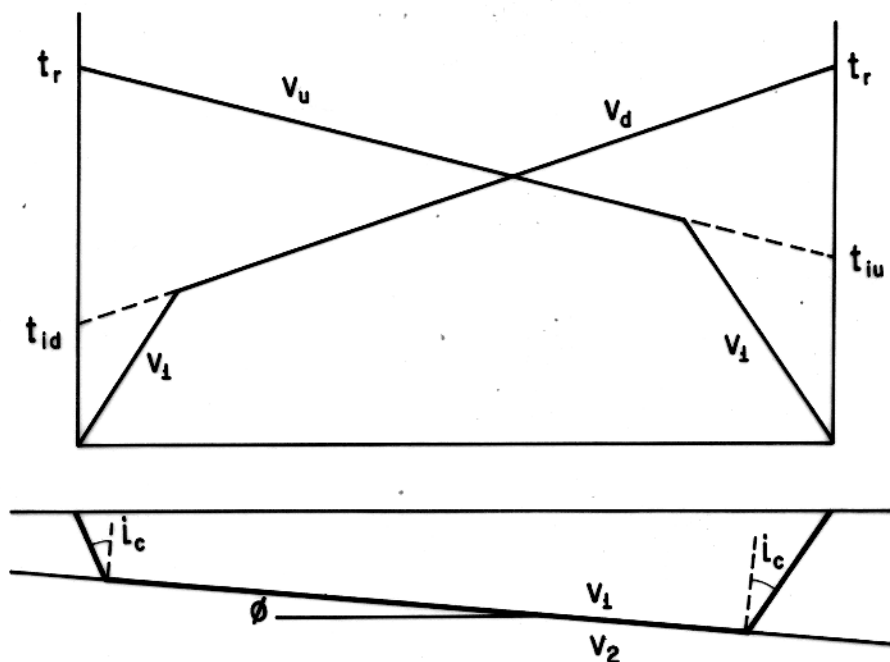


Fig. 4 - Trajetória dos raios sísmicos e gráfico tempo x distância para o caso de 2 camadas inclinadas.

$$z = \frac{x_c}{2} \left(\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1} \right)^{1/2}$$

Este procedimento pode ser estendido a refratores inclinados. (Fig. 04)

O tempo de percurso das ondas geradas por PT1 (down-dip) é dado por:

$$t_d = \frac{x}{v_2} \operatorname{sen}(\phi + i_c) + \frac{2 Z_d \cos i_c}{v_1} \quad (3.8)$$

e o tempo de percurso das ondas geradas por PT2 (up-dip) é dado por:

$$t_u = \frac{x}{v_2} \operatorname{sen}(i_c - \phi) + \frac{2 z_u \cos i_c}{v_1} \quad (3.9)$$

Tem-se que $t_u = t_d$ quando x for igual à distância entre PT1 e PT2. Estas expressões podem ser reescritas:

$$t_d = \frac{x}{v_d} + t_{id} \quad ; \quad v_d = v_1 / \operatorname{sen}(i_c + \phi) \quad (3.10)$$

$$t_u = \frac{x}{v_u} + t_{iu} \quad ; \quad v_u = v_1 / \operatorname{sen}(i_c - \phi)$$

sendo v_d e v_u as velocidades aparentes e t_{id} e t_{iu} os tempos de intersecção dos ramos down-dip e up-dip, respectivamente.

A velocidade v_1 é obtida diretamente do gráfico enquanto que a velocidade v_2 pode ser calculada conhecendo-se ϕ :

$$\frac{1}{v_2} = \frac{1}{2 \cos \phi} \left(\frac{1}{v_d} + \frac{1}{v_u} \right) = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{v_d} + \frac{1}{v_u} \right) \quad (3.11)$$

para pequenas inclinações.

O caso de n refratores inclinados foi muito bem equacionado por Mota (1954). Merrick (1974, in Odins, 1975) revisou a terminologia apresentada por Mota (1954) para torná-la apropriada à programação em computadores. Trata-se de um problema de inversão de dados para a determinação do modelo a partir de curvas tempo x distância.

Os tempos de percurso podem ser descritos por:

Up-dip (3.12)

$$t_{ju}(x) = \frac{x \cdot \sin(\beta_{oj} - \theta_1)}{v_o} + \sum_{i=0}^{j-1} \frac{Z_{ij} [1 + \cos(\alpha_{ij} + \beta_{ij})]}{v_i \cos \alpha_{ij}}$$

Down-dip (3.13)

$$t_{jd}(x) = \frac{x \cdot \sin(\alpha_{oj} + \theta_1)}{v_o} + \sum_{i=0}^{j-1} \frac{Y_{ij} [1 + \cos(\alpha_{ij} + \beta_{ij})]}{v_i \cos \beta_{ij}}$$

onde as variáveis são definidas na Fig. 05 e por:

$$\alpha_{oj} = \sin^{-1}(v_o/v_{jd}) - \theta_1 \quad (j = 1, 2, \dots, n) \quad (3.14)$$

$$\alpha_{ij} = \sin^{-1} \left[\frac{v_i}{v_{i-1}} \cdot \sin(\alpha_{i-1,j}) \right] - \theta_{i+1} + \theta_i \quad (3.15)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} i = 1, 2, \dots, j-2 \\ j = 3, 4, \dots, n \end{array} \right.$$

$$\alpha_{j-1,j} = \frac{1}{2} \left\{ \sin^{-1} \left[\frac{v_{j-1}}{v_{j-2}} \cdot \sin(\alpha_{j-2,j}) \right] + \sin^{-1} \left[\frac{v_{j-1}}{v_{j-2}} \cdot \sin(\beta_{j-2,j}) \right] \right\} \quad (3.16)$$

$$\beta_{j-1,j} = \alpha_{j-1,j} = I_{j-1} \quad (j = 2, 3, \dots, n) \quad (3.17)$$

$$\beta_{oj} = \sin^{-1} \left(\frac{v_o}{v_{ju}} \right) + \theta_1 \quad (j = 1, 2, \dots, n) \quad (3.18)$$

$$\beta_{ij} = \sin^{-1} \left[\frac{v_i}{v_{i-1}} \sin(\beta_{i-1,j}) \right] + \theta_{i+1} - \theta_i \quad \left\{ \begin{array}{l} i=1, 2, \dots, j-2 \\ j=3, 4, \dots, n \end{array} \right. \quad (3.19)$$

$$\theta_1 = \frac{1}{2} \left[\sin^{-1} \left(\frac{v_o}{v_{1d}} \right) - \sin^{-1} \left(\frac{v_o}{v_{1u}} \right) \right] \quad (3.20)$$

$$\theta_j = \frac{1}{2} \left[\sin^{-1} \left(\frac{v_{j-1}}{v_{j-2}} \sin(\alpha_{j-2,j}) \right) - \right. \quad (3.21)$$

$$\left. \sin^{-1} \left(\frac{v_{j-1}}{v_{j-2}} \sin(\beta_{j-2,j}) \right) \right] + \theta_{j-1} \quad (j=2, 3, \dots, n)$$

Equações análogas podem ser calculadas para condições geológicas mais complexas mas a diversidade de modelos e a grande quantidade de computação restringe em muito a aplicabilidade de tais equações baseadas neste procedimento, pois as profundidades calculadas pelo tempo de intersecção representam a soma das profundidades do refrator sob o ponto de tiro e sob o

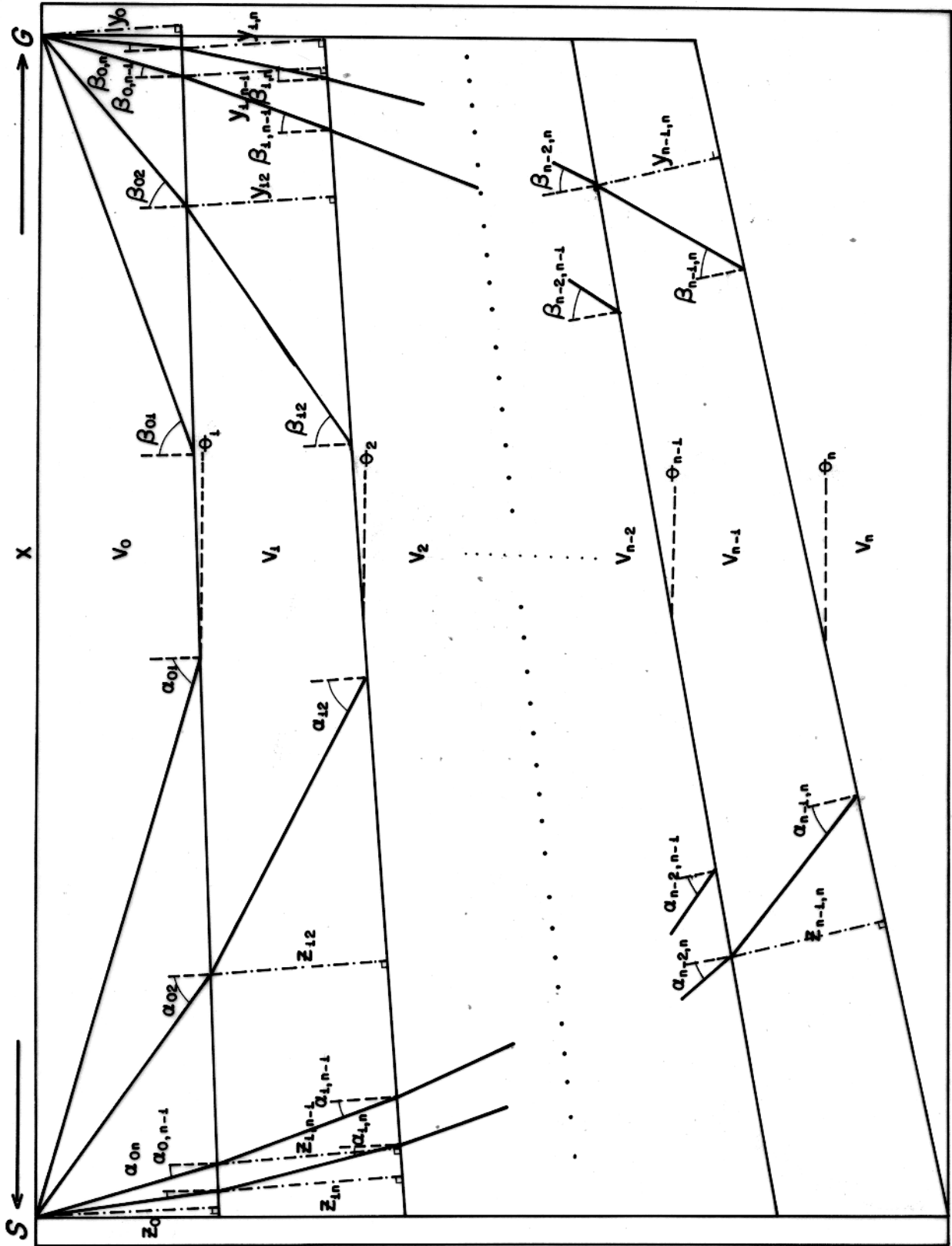


Fig. 5 - Notação e trajetória dos raios sísmicos para o caso de n refratores inclinados (de Odins, 1975).

geofone.

Geralmente, os refratores não são horizontais nem de mergulho uniforme, fazendo com que a separação das variáveis no gráfico requeiram técnicas especiais.

O método de 'delay-time', introduzido por Gardner em 1939 (Gardner, 1967), utiliza a diferença entre o tempo requerido pelo raio refratado para percorrer um trajeto entre a superfície e o refrator e o tempo hipotético requerido pela onda para percorrer a projeção deste trajeto sobre o refrator. 'Delay-time' representa um atraso no tempo de chegada da onda por causa do refrator estar a certa profundidade e é igual a (Fig. 06):

$$\delta = t_{SBCG} - \overline{ABCD}/v_2$$

$$\delta = \left(\frac{\overline{SB}}{v_0} - \frac{\overline{AB}}{v_1} \right) + \left(\frac{\overline{GC}}{v_0} - \frac{\overline{CD}}{v_1} \right) \quad (3.22)$$

$$\delta = \delta_s + \delta_g \quad (3.23)$$

onde δ_s é o 'delay-time' associado ao ponto de tiro e δ_g é o 'delay-time' associado ao geofone.

Este método supõe implicitamente que, apesar do refrator ser ondulado, o mesmo é considerado localmente, nos pontos B e C, horizontal.

Vários autores desenvolveram técnicas de interpretação utilizando o conceito de 'delay-time' dentre os quais Tarrant (1956) e Wyrobek (1956).

Wyrobek (1956) descreveu a relação entre tempo recíproco, tempo de intersecção e 'delay-time', e mostrou que 'delay-time' é equivalente à metade do tempo de intersecção para refratores horizontais. Para pequenas profundidades e mergulhos menores que 10° , os erros são pequenos e esta equivalência foi utilizada para produzir os perfis de 'delay-time'. Esta aproximação supera a de Barthelmes por não necessitar do controle de profundidade de poços.

Hawkins (1961) desenvolve o método recíproco que utiliza o tempo de percurso entre 2 pontos de tiro adjacentes e introduz o conceito de 'time-depth' t_g para a análise de velocidades. Diferindo ligeiramente do conceito de 'delay-time' por

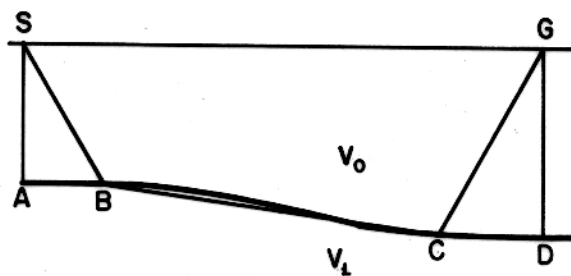


Fig. 6 - Trajetória dos raios sísmicos na definição de "delay-time" (de Dobrin, 1976).

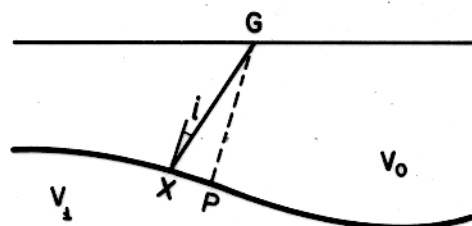


Fig. 7 - Trajetória dos raios sísmicos na definição de "time-depth" (de Hawkins, 1961).

não exigir que o refrator seja localmente horizontal, 'time-depth' utiliza a profundidade normal ao refrator (e não à superfície) em cada geofone (Fig. 07) e é igual a:

$$t_G = \frac{\overline{GX}}{v_0} - \frac{\overline{PX}}{v_1} = \frac{Z_G \cdot \cos i}{v_0} \quad (3.24)$$

Ambos métodos recíprocos e 'delay-time' tornam-se inexatos para embasamento irregular e para mergulhos maiores que 10° .

O método recíproco generalizado (GRM), tal como o método recíproco de Hawkins (1961), utiliza os tempos direto e reverso e pode delinear refratores ondulantes com mergulhos de até 20° , mesmo que as camadas sobrejacentes possuam gradiente de velocidade (Palmer, 1980, 1982). Os tempos de chegada em dois geofones, separados por uma distância variável XY, são usados nos cálculos de 'time-depth' e análise de velocidade do refrator. O valor otimizado XY é aquele em que os raios de onda nos 2 (dois) geofones emergem do mesmo ponto no refrator. A presença de camadas não detectadas pode ser inferida quando o valor otimizado XY, calculado a partir de funções de análise de velocidades e 'time-depth', difere do valor XY calculado da seção interpretada de profundidade. Este método fornece meios de se reconhecer camadas escondidas e inversões de velocidade contanto que o espaçamento entre os geofones seja pequeno e que os tempos de chegada sejam determinados com a acurácia de 0,5 ms, o que requer processamento digital do registro.

Os métodos gráficos foram desenvolvidos antes que o uso de computadores facilitassem o uso de técnicas analíticas mais complexas. Estes métodos se mostram efetivos no mapeamento de interfaces irregulares.

Uma aproximação aplicável a uma situação de várias camadas com mergulhos diferentes foi descrita por Slotnick (1950). Consiste em construção geométrica simples do raio da onda refratada com cálculos numéricos derivados da lei de Snell.

O método semi-gráfico, desenvolvido por Tarrant (1956), pode ser utilizado em casos cujos refratores não possuam forma regular tal que seja difícil selecionar segmentos de reta no gráfico tempo x distância. O método faz a conversão dos 'delay-time', obtidos a partir dos tempos de chegada em cada geo-

fone, em um perfil do refrator. Para cada geofone, um arco de círculo é construído, tal que o envelope desta série de arcos representa a superfície do refrator.

Uma das aproximações gráficas mais completas é devida a Hales (1958). O método localiza um ponto na interface refratora de onde partem, no ângulo crítico, ondas provenientes de direções opostas (tiro direto e reverso) para 2 (dois) pontos na superfície. A distância entre dois pontos é usada para determinar o raio e o centro do círculo ao qual o refrator deve ser tangencial. Para tal, as curvas tempo x distância são reconstruídas de maneira invertida, fazendo uso do conceito de tempo recíproco para formar polígonos fechados. Demonstra-se que, se o cosseno do ângulo de mergulho é suposto igual à unidade, os erros decorrentes se cancelam.

Os métodos de frente de onda formam a aproximação mais detalhada para a interpretação de refração (Odins, 1975). Os efeitos de feições irregulares no embasamento podem ser facilmente compreendidos pela construção das frentes de onda.

Thornburg (1930) foi o primeiro a mostrar que frentes de onda poderiam ser construídas com os tempos de chegada nos geofones aplicando-se o princípio de Huygens ao inverso. A partir dos tempos de chegada observados em cada geofone na superfície, frentes de onda podem ser construídas, se as velocidades são conhecidas. Da mesma forma, ondas nascem centradas nos pontos de tiro. Essas ondas se interceptam na interface refratora quando a soma de seus tempos é igual ao tempo de percurso do ponto de tiro ao geofone em questão.

Desenvolvida por Hagedoorn (1959), a técnica 'MAIS-MENOS' calcula a profundidade relativa ao refrator pela adição dos tempos de percursos de cada geofone aos 2 (dois) pontos de tiro simétricos subtraído o tempo recíproco (tempo entre os 2 (dois) pontos de tiro) e fornece a velocidade do refrator pela subtração destes tempos de percurso. Para seções de refração rasa, este método é adequado somente se existe um grande contraste de velocidade. Hawkins (1961) observa que seu método recíproco assemelha-se à técnica Mais-Menos.

Uma ampla discussão dos métodos de frente de onda foi publicada por Rockwell (1967) juntamente com exemplos de aplicações especiais: camadas múltiplas, estruturas com relevo,

falhamentos, velocidades variáveis, etc. cuja interpretação é feita de maneira rotineira.

Schenck (1967) demonstra um método especial que independe da velocidade do refrator para o perfil reverso. Esta técnica, chamada alvo complementar, foi desenvolvida para reduzir o trabalho gráfico do método de Thornburgh (1930).

Em suma, o método de frente de onda é uma das ferramentas mais precisas para a interpretação de refração. Suas principais desvantagens incluem a dificuldade na determinação direta da distribuição de velocidades e no trabalho associado à construção gráfica.

Pela comparação dos métodos e com noções sobre a geologia de superfície, a melhor interpretação parece decorrer de uma combinação criteriosa de várias técnicas, lembrando que muitos métodos, como os métodos analíticos e os de frente de onda, são razoáveis para mergulhos inferiores a 10° enquanto que outros métodos, como o de Hales (1958), funcionam razoavelmente para refratores com grandes mergulhos.

3.1.4 - Problemas de Interpretação

As técnicas descritas anteriormente partem do pressuposto que as condições geológicas sejam relativamente simples e que algumas condições, tais como o aumento progressivo da velocidade com a profundidade, estejam presentes.

Entre os problemas da interpretação dos dados de refração, pode-se relacionar como principais:

- a - inversão de velocidade
- b - camada escondida
- c - falta de contraste de velocidade
- d - aumento contínuo da velocidade com profundidade
- e - anisotropia vertical e horizontal de velocidade
- f - escalonamento

a. O problema de reconhecer e estimar a velocidade e a espessura de uma camada de baixa velocidade (LVL) sob uma camada de alta velocidade (HVL) é conhecido como inversão de velocidade. Levantamentos de refração rasa tem registrado tais casos em: folhelhos subjacentes a arenitos, argila sob um aquífero suspenso, basaltos sotopostos a camadas de areia saturada,

canais formados por dissolução de calcário, ... (Whiteley e Greenhalgh, 1979). Estas situações podem ser verificadas por mapeamento geológico, perfurações (rochas de baixa qualidade, zonas de fratura), ou por evidências geofísicas como perfilação elétrica, reflexão, dispersão das ondas ou levantamento vertical de velocidade ('up-hole survey').

Sem procedimentos especiais, os registros de refração podem não indicar a ocorrência de inversão, ocasionando erros consideráveis na determinação da profundidade, que serão tão maiores quanto maior for o contraste de velocidade e/ou a espessura da LVL. Em certas circunstâncias, entretanto, a inversão de velocidades pode ser revelada por saltos na curva tempo x distância. Como assinalado por Greenhalgh (1977), e de acordo com Press e Dobrin (1956), ondas compressoriais, propagando-se horizontalmente por camada fina de alta velocidade sotoposta a uma camada mais espessa de velocidade mais baixa, são atenuadas por perda de energia para o horizonte inferior, sendo a magnitude da atenuação inversamente proporcional à frequência. Devido à atenuação seletiva de frequência, é possível para um refrator atuar como um filtro passa-alta para energia propagada horizontalmente e filtro passa-baixa para a energia transmitida para baixo.

Uma pequena espessura da camada sobrejacente a LVL força que apenas ondas de pequeno comprimento de onda (alta frequência) se propaguem naquele meio. Contudo, ondas de alta frequência são atenuadas rapidamente. Se o pulso inicial é fracamente definido e sua amplitude pequena, a energia transmitida horizontalmente pode se tornar imperceptível após certa distância. Deve-se ressaltar que ao passo que a camada de alta velocidade torna-se mais espessa, a energia se propaga a maior distância, e o salto no gráfico diminui, até desaparecer.

Entretanto, se a camada é irregular ou descontínua, atrasos anômalos ocorrem no gráfico. Lentes de baixa velocidade são frequentes e formam um caso especial no problema de inversão, causando anomalias positivas na curva tempo x distância.

Sismogramas ilustrando este comportamento curioso são apresentados por Domzalski (1956), Knox (1967) e Schmöller (1982).

O controle estratigráfico apresentado por Domzalski (1956)

indica que a inversão de velocidades decorre de uma camada de areia e cascalho subjacente a argila plástica (semelhante ao que ocorre nesta tese). Odins (1975) sugere que uma das causas mais importantes de inversão é o aquífero suspenso, o qual é separado do reservatório principal por um estrato impermeável (lentes de argila, por exemplo).

As condições próximas à superfície em várias regiões são qualitativamente discutidas por Knox (1967) que ilustra a aplicação da equação para n camadas, considerando-se a profundidade do tiro.

Banerjee e Gupta (1973) consideram a inversão de velocidades com um caso especial do problema da camada escondida e sugerem que isto poderia ser solucionado utilizando-se as ondas S, isto é, registrando as ondas $S_1 P_2 S_1$. Entretanto, tais ondas dificilmente podem ser reconhecidas em prospecção rasa devido à própria dificuldade em se reconhecer ondas S e também à baixa energia dessas chegadas decorrente da partição de energia nas interfaces.

Whitley e Greenhalgh (1979) citam vários exemplos em sedimentos não consolidados ou em ambientes glaciais. Discutem, ainda, a magnitude dos erros introduzidos caso a inversão não seja considerada e apresentam equações para solucionar o problema de uma única inversão no caso de várias camadas.

O método indireto para a determinação da espessura de LVL apresentado por Kaila et al. (1981) baseia-se em critérios estatísticos e requer que a velocidade da LVL seja conhecida independentemente por outros meios, quer por reflexão quer por refração em exposições da camada de baixa velocidade. Desenvolve-se uma série de possibilidades Z_1 e Z_2 e através de análise dos desvios entre as velocidades obtidas independentemente e pelos modelos, obtém-se as espessuras mais prováveis.

Palmer (1982) apresenta o método recíproco generalizado capaz de detectar inversões de velocidades a partir dos próprios dados de refração. (cf. Seção 3.1.3).

b. Sempre que uma camada não é detectada, apesar de sua velocidade ser maior que as velocidades das camadas sobrejacentes ($v_n > v_{n-1} > v_{n-2} > \dots$), ocorre um problema de camada escondida. Em termos de gráfico tempo x distância, a distâncias críticas das duas camadas adjacentes convergem de tal for

ma que o segmento de reta relativo a esta camada não aparece representado (Fig. 08). Fisicamente, acontece que a espessura de tal camada, juntamente com o contraste de velocidade, não é suficiente para compensar o percurso mais longo que a onda percorre. Assim, existe um limite máximo dentro do qual tal camada não é observada como 1.^a chegada. Chama-se zona oculta à espessura máxima que uma camada escondida possa ter, a partir da qual ela passa a ser detectada diretamente do gráfico tempo x distância, como se vê na Fig. 08(C).

Em investigações rasas, a zona saturada, se for relativamente fina, pode fazer o papel de camada escondida.

Da mesma maneira que o item anterior, erros consideráveis podem ser introduzidos ao não se considerar esta possibilidade, sendo a profundidade assim determinada menor que a profundidade real. Existindo controle de poços, sempre que os cálculos defasarem muito das profundidades dos contatos geológicos, pode-se supor uma camada escondida ou uma inversão de velocidades.

Hawkins e Maggs (1961) apresentam nomogramas em escala bi-logarítmica para a determinação da profundidade máxima do topo da camada escondida e sua espessura (caso de 3 camadas, ... $V_3 > V_2 > V_1$).

Tendo em vista as dificuldades de interpolação na escala bi-log, Merrick e al. (1978) apresenta uma simplificação destes nomogramas para a escala linear, utilizando-se as razões V_1/v_2 e V_1/v_3 . Tais nomogramas, entretanto, não devem ser usados para seqüências de 3 (três) camadas que não aflorem à superfície.

O método de Palmer (1982) também aqui parece fornecer subsídios para a detecção de tais camadas (cf. seção 3.1.3).

c. A falta de contraste de velocidade é encontrada em casos em que camadas adjacentes possuem propriedades elásticas semelhantes. A mudança gradual e não discreta das velocidades implica numa baixa resolução dos horizontes refratores podendo, inclusive, ocasionar casos de camadas escondidas não detectadas. Onde este contraste não é acentuado, entretanto, o conjunto de primeiras chegadas ajuda a esclarecer as dúvidas.

d. O aumento progressivo da velocidade com a profundidade é um caso específico de falta de contraste. Geralmente, es

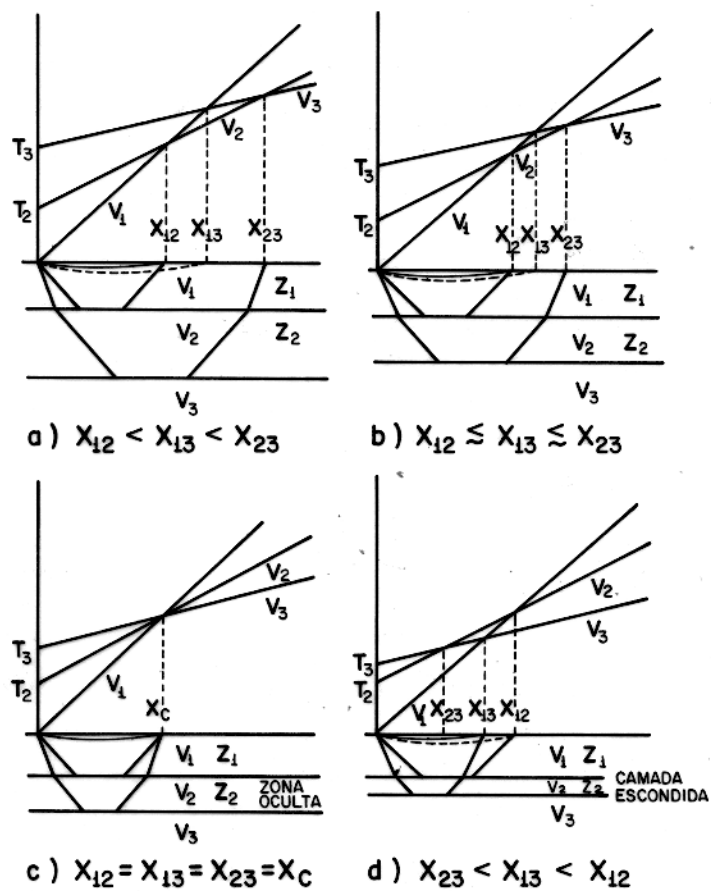


Fig. 8 - O problema de camada escondida ilustrado por um caso de 3 camadas. A condição limite é apresentada em (c). (de Merrick et al., 1978).

te aumento é indicado pela curvatura dos dados no gráfico. Vários textos (Musgrave, 1967; Telford et al., 1976) descrevem um tratamento adequado para obtenção de funções que descrevam essas variações contínuas.

As duas mais simples funções velocidade-profundidade são:

a) variação linear

$$V(z) = V + Kz \quad (3.25)$$

b) variação parabólica

$$V(z) = K.z^n \quad (3.26)$$

Em algumas situações, o tratamento utilizado limita-se à determinação das funções até o nível freático ou o embasamento hidrogeológico. Variação contínua da velocidade com a profundidade nas zonas saturadas deve teoricamente ocorrer, mas é raramente observada na prática. Se esta variação é pequena, pode-se assumir que ela é desprezível para o cálculo da profundidade.

Todavia, ao invés de obter funções do comportamento da velocidade, a prática tem mostrado ser mais fácil e adequado ajustar um certo número de segmentos à curva e tratar o problema como de vários refratores.

e. Na literatura sobre estudos em ambientes de sedimentos não consolidados, não se encontrou registro de anisotropia horizontal, podendo supor que sejam mais freqüentes em zonas falhadas ou que apresentem camadas com grandes mergulhos. Contudo, casos de variação lateral podem ser observados em diversos artigos e variações na camada superficial de até 300 m/s em distâncias de 200 m são encontradas.

A razão entre velocidade horizontal e vertical define a anisotropia vertical. Para ambientes estratificados, esta razão é geralmente maior que a unidade, o que acarreta uma maior velocidade horizontal. Já que os dados de refração fornecem esta velocidade horizontal, espera-se que a anisotropia introduza erros no cálculo de profundidade. Odins (1975) lembra que, além dos levantamentos rasos apresentarem coeficiente de anisotropia bem próximo da unidade, existe uma compensação de erros causada pelas velocidades maiores em profundidades maiores.

f. Apenas uma única referência sobre escalonamento foi encontrada (Odins, 1975), denotando ser um fato pouco comum. Pode ser descrito por uma perda de visibilidade dos primeiros ciclos, que pouco a pouco ficam ao nível do ruído, dificultando a identificação. O escalonamento pode ser explicado pela transferência de energia para ciclos posteriores a medida que a distância percorrida pela onda aumenta.

3.2 - Método Eletromagnético

3.2.1 - Introdução

O método eletromagnético (EM) baseia-se na emissão e recepção de campos eletromagnéticos de baixa frequência, geralmente não ultrapassando 5.000 Hz. Ondas EM, geradas pela passagem de corrente alternada em uma bobina, induzem correntes elétricas em sub-superfície, caso existam condutores dentro dos limites deste campo EM primário. Por sua vez, essas correntes elétricas nos condutores produzem um campo EM secundário, distorcendo o campo EM primário em cada ponto. É na detecção destas anomalias que se baseia o método EM.

Nas últimas décadas, apesar do método ter sido empregado principalmente como uma técnica de prospecção na exploração mineral, trabalhos vem sendo publicados mostrando a eficácia deste método na prospecção de água subterrânea, ou mais especificamente, na delimitação de um contato água doce-água salobra.

Uma revisão dos métodos EM para o mapeamento de resistividades de rochas e solo em escala regional utilizando técnicas aéreas e terrestres é apresentada por Collett (1970). Com ou sem modificações, informações podem ser obtidas sobre mudanças de resistividade na cobertura condutiva, apesar dos equipamentos EM terem sido desenhados para minimizar tais efeitos (da cobertura). O Serviço Geológico do Canadá utilizou o sistema aéreo INPUT Mark IV para mapear um aquífero no estado de Manitoba. Os resultados coincidem muito bem com o levantamento de eletroresistividade realizado preliminarmente, embora presente outros valores.

As principais zonas de água doce podem ser detectadas a-

través da correlação entre mapas de contorno de anomalias EM, obtidos com o sistema aéreo INPUT, e mapas de eletroresistividade (Baudoin et al., 1970). Segundo uma interpretação meramente qualitativa, as zonas de transição, nas quais a camada de água doce é invadida por água salgada, não podem ser estudadas por técnicas de exploração EM aerotransportada.

O método EM é bastante útil como técnica de reconhecimento rápido embora qualitativo para delinear zonas de água doce e água salobra/salgada (Bose e Singh, 1975). Utilizando duas frequências (440 e 1760 Hz) e distância constante entre o transmissor e receptor, os autores observaram que a componente quadratura da frequência alta apresentava uma queda de -40% (menos quarenta por cento) sobre as zonas salinas e se mantinha em +5% (mais cinco por cento) sobre zonas de água doce como corroborado pelas sondagens de eletroresistividade. Por outro lado, as componentes reais de ambas frequências e a componente quadratura da frequência baixa não mostraram uma indicação clara do contato.

3.2.2 - Considerações Básicas

A lei da indução estabelece que a força eletromagnética induzida em um corpo condutivo (uma bobina ou o próprio alvo prospectado) defasa $\pi/2$ com relação ao campo primário indutor. Devido às propriedades desse corpo como um circuito elétrico, o campo EM secundário atrasa-se de uma fase adicional....

$\phi = \text{tg}^{-1} \frac{\omega L}{R}$ onde $\omega = 2 \pi f$, sendo a frequência da onda e L e R são respectivamente a indutância e a resistência deste circuito, de forma que a diferença de fase entre o campo primário e o secundário é

$$\phi = \phi_p - \phi_s = \frac{\pi}{2} + \text{tg}^{-1} \frac{\omega L}{R} \quad (3.27)$$

No método EM, mede-se efetivamente o campo secundário na presença do campo primário ($|H_s/H_p|$) através de suas componentes em fase ou real (em fase 0° ou 180° fora de fase) e quadratura ou imaginária ou fora de fase (perpendicular ou 90° fora de fase em relação ao campo primário). Os valores destas com-

ponentes se expressam por:

$$\frac{H_s}{H_p} \Big|_R = K \frac{Q^2}{1 + Q^2} \text{ para componente em fase e} \quad (3.28)$$

$$\frac{H_s}{H_p} \Big|_I = K \frac{Q}{1 + Q^2} \text{ para a componente quadratura} \quad (3.29)$$

onde K é uma constante que depende da geometria dos componentes do sistema (transmissor, condutor e receptor), da atenuação da onda, da indutância do condutor e das indutâncias mútuas de acoplamento entre os componentes do sistema e

$$Q = \frac{\omega L}{R} \quad (3.30)$$

Pode-se obter relações indicadoras da qualidade do condutor, plotando estes valores em gráfico (Fig. 09).

Para corpos resistivos, $0 < Q < 1$, a componente em quadratura é maior que a componente em fase enquanto que para condutores, $Q > 1$, o inverso é verdadeiro sendo que a componente em quadratura é tanto menor quanto maior for a condutividade do material.

Campos EM com variação temporal harmônica, isto é,

$$H = H e^{i\omega t} \quad ; \quad E = E e^{i\omega t} \quad (3.31)$$

se propagam em meios condutores, isotrópicos e livres de fontes segundo as equações de Maxwell:

$$\begin{aligned} \nabla \times E + i\omega\mu H &= 0 \\ \nabla \times H - (\sigma + i\omega\epsilon) E &= 0 \\ \nabla \cdot H &= 0 \\ \nabla \cdot E &= 0 \end{aligned} \quad (3.32)$$

Observa-se assim que a propagação das ondas dependem dos quatro parâmetros relacionados nas equações de Maxwell: condutividade elétrica σ , permissividade dielétrica ϵ , permeabilidade magnética μ e frequência $\omega = 2\pi f$. Nos materiais mais comumente encontrados na superfície terrestre, a permeabilidade magnética possui uma pequena variação, podendo ser considerada constante e igual ao seu valor no vácuo:

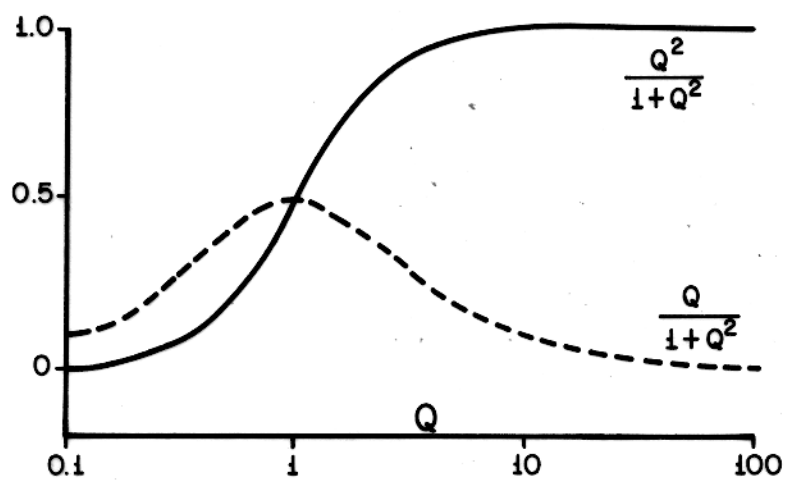


Fig. 9 - As componentes em-fase $\frac{Q^2}{1+Q^2}$ e quadratura $\frac{Q}{1+Q^2}$ do campo eletromagnético secundário H_s/H_p (de Grant e West, 1965).

$$\mu = 4\pi \times 10^{-7} \text{ H/m.}$$

A permissividade elétrica não apresenta uma variação maior que uma ordem de grandeza em relação ao vácuo:

$$\epsilon_0 = 8,54 \times 10^{-12} \text{ F/m.}$$

Já a condutividade apresenta uma considerável gama de variação de 10^{+8} S/m a 10^{-12} S/m. Rigorosamente, a condutividade é função da frequência do campo aplicado mas, para efeitos práticos ao nível deste trabalho, esta variação pode ser desprezada.

3.2.3 - Modelagem Reduzida

Ao conhecimento do autor, os artigos publicados sobre modelagem reduzida, até o presente, versam sobre corpos mineralizados que, de maneira geral, possuem alta condutividade. Os terrenos resistivos, que comumente englobam os aquíferos, via de regra, não possuem maior interesse econômico.

Do ponto de vista teórico, não existem diferenças essenciais entre um e outro caso. A diferença parece residir na condutividade do alvo prospectado. Enquanto no caso da presente tese, o alvo possui baixa condutividade em um substrato mais condutivo, o inverso se dá em corpos mineralizados imersos em substrato resistivo.

Strangway (1966) modela um corpo de sulfeto massivo com uma chapa condutora com várias orientações submetida a várias frequências. A interpretação de dados de campo (obtidos com equipamento EM de bobinas horizontais Slingram) indica que a condutância (produto condutividade-espessura) é um parâmetro útil no estudo de tais depósitos. Conclui que é possível estimar o mergulho, a profundidade e a condutância de condutores tabulares, cujos valores típicos para depósitos de sulfetos variam de 1 a 300 S.

Em geral, depósitos mineralizados localizados em rochas não condutivas são modelados por corpos metálicos (esfera, chapa ou disco) imersos em ar (Poddar e Bhattacharya, 1966). Sua resposta EM depende do tipo do campo primário, se uniforme, linear ou dipolar, e da forma do condutor.

Verma (1981) estuda a resposta EM de modelos de dobras anticlinais em um campo uniforme e conclui que o comportamento EM de corpos complexos não é previsível a partir de estudos de

corpos de geometria simples e deve ser analisado individualmente.

Ambientes geológicos, em geral, podem ser estudados geofisicamente por métodos numéricos e/ou analíticos se possuem certa simplicidade ou se podem ser considerados como o somatório de sub-ambientes mais simples. As expressões matemáticas de campos magnéticos secundários gerados em sub-superfície, via de regra bastante complexa, foram desenvolvidas para corpos de geometria simples e possuidores de forte simetria, como esfera, placa fina e cilindro horizontal. Torna-se assim necessário a utilização de modelos reduzidos para o estudo e interpretação das anomalias oriundas do paleocanal.

Aplicando o rotacional à segunda das equações de Maxwell, segue a equação de onda

$$\nabla^2 H = i\omega\mu\sigma H - \omega^2\epsilon\mu H \quad (3.33)$$

Para a faixa de frequências utilizadas no método EM e para as condutividades das rochas e dos materiais comumente utilizados em modelamento, os efeitos da corrente de deslocamento (a parte real do 2º termo dessa equação) podem ser esquecidos uma vez que este termo é, no mínimo, 3 (três) ordens de grandeza menor que aquele devido às correntes de condução (parte imaginária). Então:

$$\nabla^2 H = i\omega\mu\sigma H \quad (3.34)$$

Usando os índices M e c para designar os parâmetros referentes ao modelo e ao campo, e considerando uma redução linear nas dimensões lineares do modelo.

$$\frac{x_M}{x_c} = \frac{y_M}{y_c} = \frac{z_M}{z_c} = \frac{s_M}{s_c} \quad (3.35)$$

onde (x,y,z) são as coordenadas de um ponto qualquer e s denota uma dimensão linear (distância), obtém-se:

$$\nabla_M^2 = \left(\frac{s_c}{s_M}\right)^2 \nabla_c^2 \quad (3.36)$$

Além disso, a igualdade entre os campos secundários rela

tivos no campo e em laboratório forma a suposição básica do modelamento, ou seja:

$$H_M = H_C \quad (3.37)$$

que leva a:

$$\nabla_M^2 H_M = i\omega_M \mu_M \sigma_M H_M \quad (3.38)$$

$$\nabla_C^2 H_C = i\omega_C \mu_C \sigma_C H_C$$

$$\left(\frac{s_C}{s_M}\right)^2 \nabla_C^2 H_C = i\omega_C \mu_C \sigma_C H_C \quad (3.39)$$

$$\nabla_C^2 H_C = i\omega_C \mu_C \sigma_C H_C$$

e, por comparação

$$\omega_C \mu_C \sigma_C s_C^2 = \omega_M \mu_M \sigma_M s_M^2 \quad (3.40)$$

Nesta relação reside o princípio da equivalência para modelamento EM. O produto

$$\alpha = \omega \mu \sigma s^2 \quad (3.41)$$

é chamado parâmetro de resposta e deve permanecer constante em ambos os sistemas, o real de campo e o reduzido em laboratório. As dimensões lineares s freqüentemente empregadas são a distância l entre o transmissor e o receptor e a espessura do corpo anômalo t .

Então

$$\alpha = \omega \mu \sigma t l \quad (3.42)$$

O valor α_C pode ser estimado a partir de uma série de curvas paramétricas e assim a interpretação em termos de condutância σt pode ser realizada uma vez que μ , ω e l são conhecidos.

Para tal, as anomalias máximas do modelo (pico-a-pico) de ambas as componentes em-fase e quadratura são plotadas nos

eixos das abcissas e ordenadas respectivamente, e linhas de mesma profundidade do corpo causador da anomalia \underline{d} , em unidades de separação entre o transmissor e receptor \underline{l} , e de mesmo parâmetro de respostas \underline{a} são traçadas.

Gráficos assim construídos são denominados diagramas de Argand e são utilizados como a base da interpretação quantitativa.

4. METODOLOGIA

4.1 - Introdução

A metodologia empregada neste trabalho foi escolhida com base nos objetivos do levantamento geofísico.

Com a definição da área do Lago Arari como prioritária no Projeto Marajó, foi iniciada a confecção de um mapa-base da área, em escala adequada. A partir das fotografias do levantamento aéreo realizado pela Cruzeiro do Sul em 1966 sobre a Ilha do Marajó, obteve-se cópias xerografadas em papel vegetal. Realizou-se uma xerox, - montagem da área compreendida entre os paralelos $0^{\circ}31'30''$ e $0^{\circ}50'15''S$ e os meridianos $49^{\circ}W$ e $49^{\circ}16'W$, abrangendo o Lago Arari e arredores (Anexo I).

Este mapa-base, em escala aproximada de 1:20.000, foi de extrema utilidade para a escolha do paleocanal pesquisado, para o acesso a esta área e para o próprio posicionamento dos perfis, uma vez que a região é desprovida de topografia e outros acidentes marcantes.

Para a coleta de dados sísmicos, foram escolhidos 2 (dois) perfis perpendiculares entre si: um denominado transversal e aproximadamente perpendicular ao eixo do Paleocanal Mãe Rita e outro longitudinal a este eixo (Fig. 10).

O perfil EM foi realizado somente sobre o perfil transversal, tendo em vista a determinação dos contatos laterais água doce-água salobra.

Foram perfurados 2 (dois) poços F-1 e F-2 sobre o perfil transversal. Outros 2 (dois) poços foram perfurados fora do paleocanal, um a noroeste e outro a sudeste.

Sondagens e perfis de eletroresistividade foram anteriormente efetuados na área.

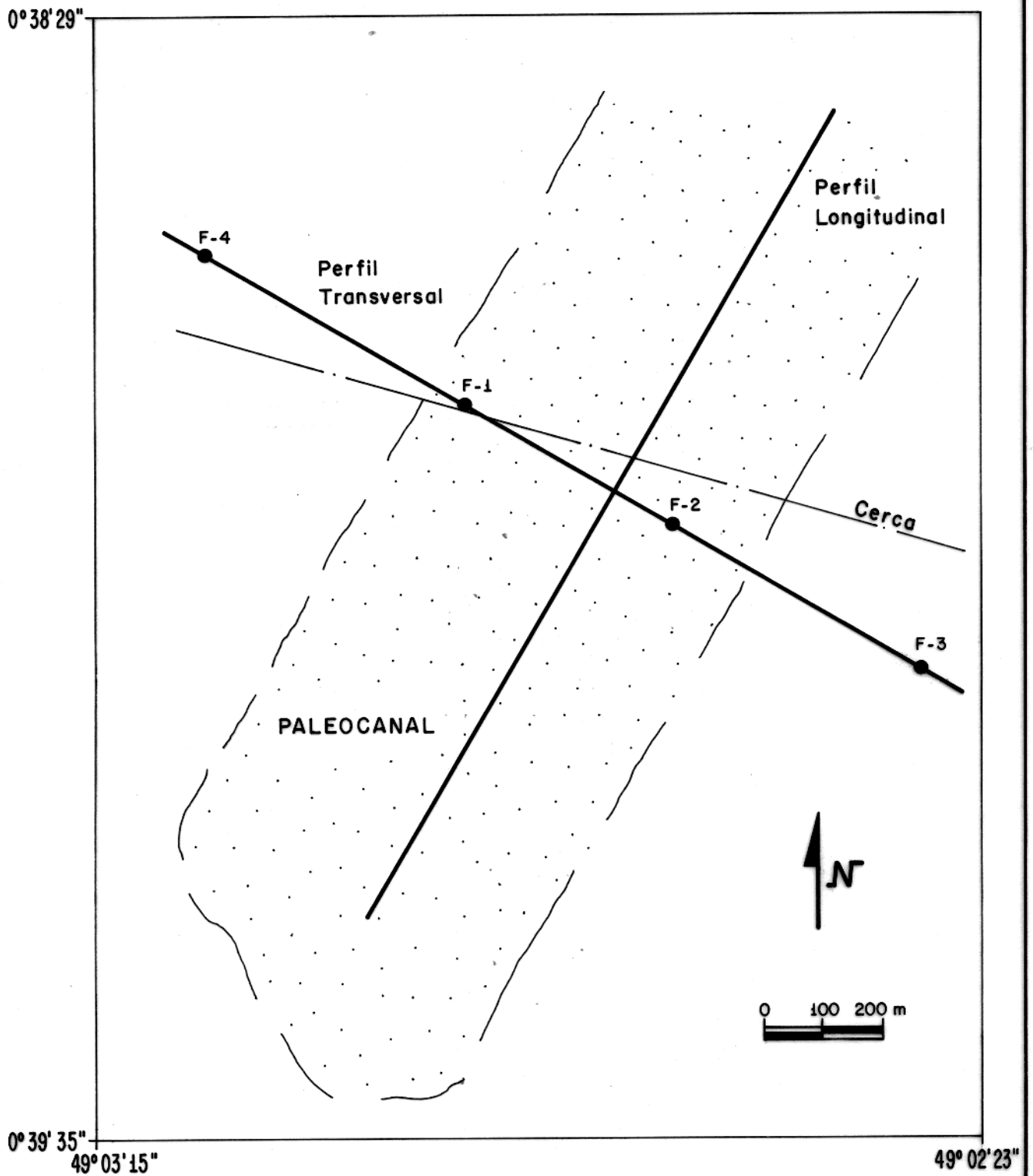


FIG. 10 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS LONGITUDINAL E TRANSVERSAL E DOS POÇOS F-1, F-2, F-3 E F-4.

4.2 - Equipamentos Usados

Inicialmente foi testado o sismógrafo Bison 1575B de impulsos sucessivos por impacto (martelo). Os sismogramas assim obtidos, tanto em áreas onde aflorava areia como onde aflorava argila, apresentam qualidade razoável a ruim após uma série de impactos com os geofones separados do ponto de tiro por uma distância máxima de 50 m, o que denota alto grau de dispersão de energia. Com a necessidade do uso de explosivos para a sísmica de refração, utilizou-se o sismógrafo TRIO REFRACTION SYSTEM 5352 da ABEM (Suécia) com 24 canais. O aparelho consta de 5 (cinco) módulos, fora os geofones e cabos, a saber:

- o módulo principal contendo o registrador analógico;
- 2 (dois) módulos com os amplificadores para os conjuntos de canais 1-12 e 13-24;
- a caixa de tiro (detonador) e a bateria (32V).

O espaçamento máximo entre os geofones é dado pela distância de 11 m entre os conectores do cabo. O controle de amplificação do sinal é controlado separadamente para cada canal, podendo funcionar com ganhos de 0,03; 0,1; 0,3; 1; 3; 10; 30; 100. Além dos explosivos, duas outras fontes de energia sísmicas podem ser utilizadas com este aparelho; o impacto de um martelo ou o impacto de um peso em queda livre.

No perfil eletromagnético, as medidas foram feitas com o DEMIGUN DMG 251 da ABEM com 2 (duas) frequências de operação: 880 e 2640 Hz. Tanto o transmissor como o receptor são móveis e com bobinas coplanares e horizontais em linha (Sistema Slingram). A separação entre as bobinas foi mantida fixa em 60 m por um cabo que também fornece o sinal de referência para a compensação do campo primário no receptor, por ser uma distância adequada em relação às dimensões do paleocanal.

Para o modelamento EM, foram utilizados os equipamentos do Laboratório de Modelo Reduzido do NCGG:

- . resistivímetro RESISTOMAT - Microohmmeter Typ 2302 da BURSTER GERNSBACH PRÄZISIONSMESSTECHNIK, para a determinação da condutividade do material utilizado nos modelos.

- . um transmissor OSCILLATOR 1316 da General Radio Inc para geração de um sinal com a frequência desejada (campo primário).

. um receptor DETECTOR 1238 da General Inc, para a recepção do campo anômalo.

. um registrador analógico potenciométrico RB101 da Equipamentos Científicos do Brasil.

. Fontes de alimentação.

4.3 - Coleta de Dados

4.3.1 - Trabalho de Campo

A coleta de dados de campo foi realizada em 2 (duas) campanhas distintas: uma para a sísmica de refração e outra para o perfil eletromagnético. A realização de 2 (duas) etapas não foi decorrente de dificuldades para uma operação simultânea e sim da falta de explosivos na primeira etapa de campo.

A equipe sísmica consistiu de 5 (cinco) pessoas:

- 2 geofísicos;
- 1 técnico em eletrônica e sísmica e
- 2 auxiliares técnicos de campo.

Para a perfilagem EM de campo, apenas 2 (dois) operadores foram necessários: um no transmissor e um no receptor.

4.3.1.1 - Etapa de Refração Sísmica

Esta etapa foi realizada no mês de maio, final do período de chuvas. Por ter sido um ano de alta pluviosidade, os campos nessa época não estavam totalmente inundados, e assim não permitiam o acesso por barcos, nem suficientemente secos, o que impedia o deslocamento pelas estradas e caminhos. O acesso à área foi assim bastante difícil, tendo sido utilizado barcos, carroças, tratores e montaria.

Vários perfis sísmicos transversais ao paleocanal, planejados para sua melhor delimitação geométrica, não puderam ser realizados por causa da deterioração dos explosivos decorrente dos vários adiamentos do início dos trabalhos, impostos pela cheia anual na região de campos naturais.

Em uma área de difícil visualização do contato lateral entre o paleocanal e a área circunvizinha (o contato apresenta do por fotografias aéreas nem sempre reflete este limite), os

perfis necessitam ter uma longa extensão para garantir que este contato possa ser detectado em termos de diferentes respostas. Novamente, as áreas circunvizinhas ou paleocanal estavam alagadas e não permitiram um bom acoplamento geofone-solo, reduzindo assim a extensão dos perfis.

O posicionamento dos perfis foi controlado em campo por uma bússola tendo como referências uma casa de fazenda (Retiro Mãe Rita) e uma cerca, facilmente indentificáveis em fotografias aéreas. A Fig. 11 mostra a localização dos arranjos sobre o paleocanal Mãe Rita.

O perfil transversal ao paleocanal é composto de 3 (três) arranjos A, B e C totalizando 627 metros. O longitudinal é composto de 4 (quatro) arranjos, D, E, F e G e totaliza 836 metros.

Foram dados 2 (dois) tipos por arranjo, tiro direto e tiro reverso num total de 14 tiros denominados T_1, T_2, \dots, T_{14} .

Apesar do Trio Refraction System possuir 24 canais, 4 destes estavam com os galvanômetros avariados e não foi possível consertá-los ou substituí-los. Entretanto nem todos os arranjos utilizaram os 20 canais restantes. O arranjo C utilizou apenas 14 geofones pois a área alagada a oeste não permitiu uma maior extensão. Devido ao curto comprimento da linha de tiro, utilizou-se 18 canais nos arranjos do perfil longitudinal para uma maior rapidez do levantamento.

Posicionou-se os geofones de um só lado do tiro (arranjo 'end-on'), de forma a permitir um arranjo mais longo que tem a vantagem de obter dados de parcelas mais profundas de superfície.

A distância entre os geofones foi mantida igual a 11 metros com auxílio do próprio cabo do instrumento, cujos conectores de geofones possuem este espaçamento máximo.

Para um melhor acoplamento geofone-solo, os geofones foram cravados em pequenas depressões de 10 cm.

Foram também realizados 6 (seis) perfis curtos com espaçamento de 2 metros entre os geofones com a finalidade de observar o comportamento bem superficial da camada de argila. Utilizou-se uma trena para manter a distância entre os geofones na precisão necessária. Estes perfis foram bem distribuídos pela área de forma a melhor observar a eventual presença de

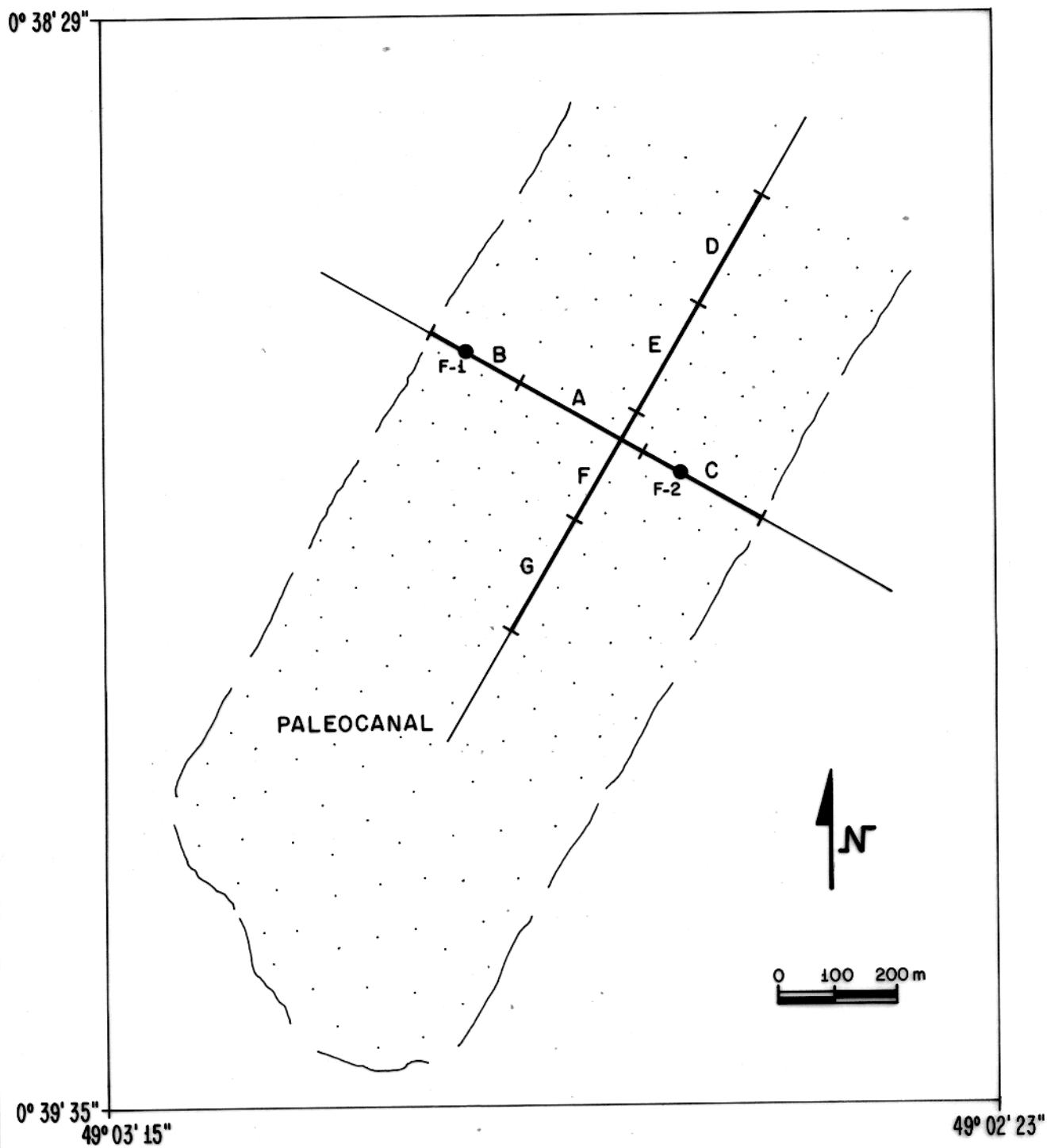


FIG. 11 - POSICIONAMENTO DOS ARRANJOS SÍSMICOS
SOBRE O PALEOCANAL.

uma camada não detectada nos perfis longos.

Três fatores foram considerados na escolha do explosivo utilizado: características físicas (poder detonante e velocidade de detonação); segurança de transporte e de operação; e rapidez de compra e entrega em Belém. O primeiro fator define a qualidade e amplitude do impulso inicial. Os outros fatores estão ligados ao bom andamento do levantamento. A compra, transporte e uso de explosivos são regulamentados por leis rígidas e necessitam autorização do Serviço de Fiscalização, Importação, Depósito e Tráfego (SFIDT) do Ministério do Exército.

Optou-se pela lama detonante aluminizada Petrogel 80, com as seguintes características:

- força relativa 80
- velocidade de detonação 3.600 m/s
- densidade 1,17

Apesar de sua baixa velocidade de detonação implicar em um impulso pouco definido decorrente das baixas frequências geradas na explosão, esta escolha se deveu às facilidades de manuseio (segurança) e rapidez de compra e entrega.

Em cada tiro, eram necessários cerca de 500 g de Ipegel. Esta razoável quantidade é explicada pela redução do poder detonante do explosivo por sua já referida deterioração.

Os explosivos foram colocados em furos de 40-50 cm de profundidade, feitos com trado manual de 2 polegadas. A argila superficial, altamente plástica, impediu furos mais profundos. Para minimizar as perdas de energia para a superfície, utilizou-se a própria argila plástica retirada dos furos para vedação.

O registro analógico (o instrumento não possui dispositivo digital) em papel fotográfico com revelação a seco permitiu a inspeção imediata da qualidade do sismograma. Se fosse ruim, poder-se-ia repetir o tiro para este mesmo perfil sem a necessidade de novo posicionamento dos geofones, reduzindo assim o tempo de trabalho. Para que a forte luminosidade não velasse o filme, utilizou-se uma tenda escura para a apreciação dos registros.

4.3.1.2 - Etapa do Perfil Eletromagnético

Este perfil foi realizado em plena estação seca. Nesta época, o paleocanal é identificável pela vegetação mais desenvolvida (tufo de capim).

O perfil EM foi medido ao longo da linha dos furos (perfil transversal) perfazendo um total de 830 metros.

O equipamento EM da ABEM é desenhado para detectar corpos condutivos em ambientes resistivos e necessita ser calibrado em área desprovida de corpos anômalos condutivos.

Para permanecer dentro dos limites do instrumento, optou-se por calibrá-lo na parte central do paleocanal, uma vez que perfilagens elétricas anteriores determinaram ser este o local mais resistivo da área (cerca de 40-50 Ω .m contra 2 Ω .m da área circunvizinha).

O caminhamento foi feito com o transmissor Tx à frente, distante 60 m do receptor RX, fazendo-se a leitura do campo anômalo a cada 30 metros.

4.3.2 - Trabalho de Laboratório

O trabalho de laboratório consistiu da coleta de dados do modelo reduzido eletromagnético e pode ser separado em 2 (duas) etapas: a de construção do modelo e o procedimento experimental.

4.3.2.1 - Construção do Modelo Reduzido EM

A construção do modelo reduzido constou de três fases. Inicialmente, com base na redução geométrica e nas propriedades físicas dos materiais a serem empregados, esquematizou-se o desenho do modelo. Na segunda fase, escolheu-se as matérias primas a serem utilizadas que estejam de acordo com o parâmetro de resposta (equação 3.42). A terceira fase foi a construção do modelo propriamente dito.

Os cálculos para a construção do modelo foram feitos com base na seção de resistividades aparentes da interpretação preliminar de Porsani (comunicação oral, 1980), apresentada na Fig. 12.

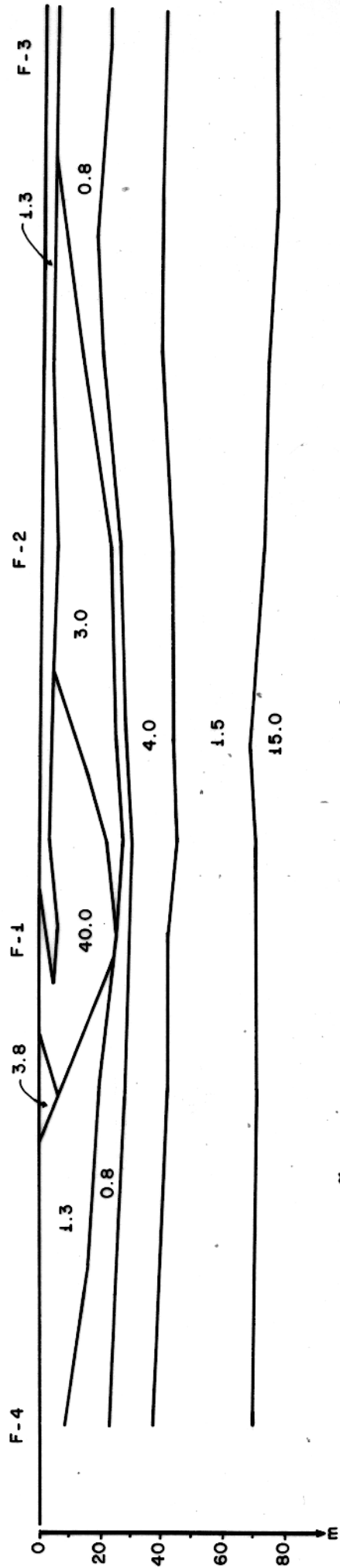


FIG. 12 - INTERPRETAÇÃO PRELIMINAR DE SONDAGENS ELÉTRICAS VERTICAIS ALINHADAS AO LONGO DO PERFIL TRANSVERSAL. RESISTIVIDADES EM $\Omega \cdot m$.

0 100 200 m
Esc. Horizontal

Observa-se que a resistividade igual a $40,0\Omega.m$ indica um corpo de largura igual a 450 m. Este corpo corresponde ao aquífero pois resistividades de 1,3 a $3,0\Omega.m$ são associadas a sedimentos argilosos e/ou com água salgada.

Pelo controle geológico dos poços perfurados (Fig. 13) o poço F-1 possui uma camada de sedimentos silte-arenosos com intercalações de argila de 20 m de espessura e o poço F-2 uma camada de silte arenosa de 15 m de espessura.

O controle de campo e por fotografias aéreas sugere que o paleocanal se estenda além do poço F-1 e F-2, com cerca de 750 m de largura, enquanto que a seção de resistividades aparentes indica que o aquífero possui uma largura de 450 metros.

Como o método EM responde a diferenças de resistividade o modelo construído foi relativo ao aquífero e não ao paleocanal propriamente dito.

Assim, o aquífero possui uma largura média de 450 metros e profundidade máxima de 26 m. O fator geométrico de redução foi escolhido igual a 600, o que viabilizou o modelo em dimensões propícias às medidas em laboratório. Assim, a largura do aquífero foi reduzido de 450 m para 0,75 m, sua profundidade de 26 m para $4,33 \times 10^{-2}$ m e a distância entre o transmissor e o receptor (Tx-RX) de $\ell_c = 60$ m para $\ell_M = 0,10$ m.

Convém notar que, pela seção de resistividades, o corpo resistivo não é simétrico com relação ao ponto de profundidade máxima. Esta assimetria foi conservada no modelo.

No cálculo do parâmetro de resposta $\alpha = \mu\omega t \ell$ escolheu-se a espessura do condutor t como a profundidade de penetração de ondas EM de frequência f num substrato de resistividade ρ ('skin depth'), formalmente definida como a distância no qual o sinal EM é reduzido por $1/e$ (Telford, 1976, pág. 473):

$$\delta = 500 \sqrt{\frac{\rho}{\ell}} = t \quad (4.1)$$

Optou-se por considerar os sedimentos até 42 m por ser a profundidade de penetração da ordem de 30 m e por ser este um nível bem definido na seção de resistividade aparente. A condutividade σ_c do substrato condutivo é obtida calculando-se a condutividade longitudinal dos sedimentos à esquerda e à direita do paleocanal.

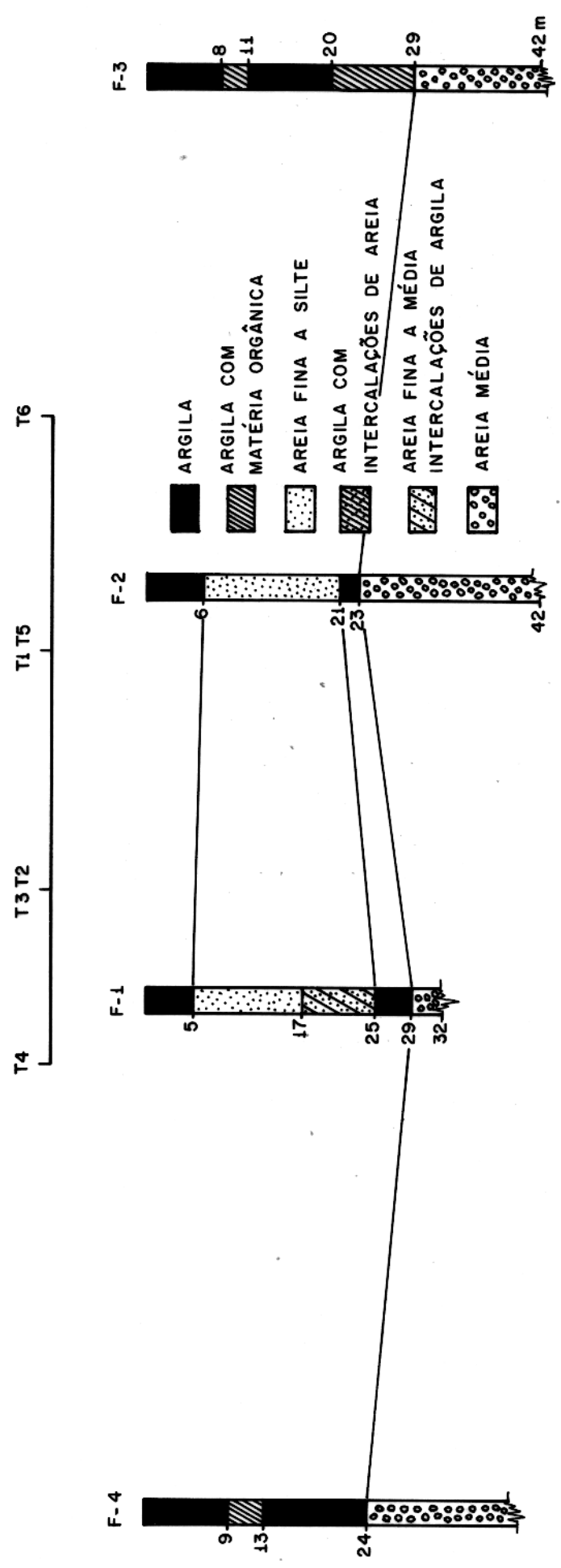


FIG. 13 - SEÇÕES GEOLÓGICAS.

$$\sigma_{\text{long}} = S/H \quad (4.2)$$

onde

$H = 42$ m (espessura do pacote sedimentar envolvido).

$S = \sum h/\rho$ (condutância = espessura x condutividade de cada camada).

Então

$$\sigma_c = 0,57 \text{ S/m}$$

De acordo com a seção 3.2.2, a permeabilidade pode ser considerada constante e igual a $4\pi \times 10^{-7}$ H/m.

O receptor e o transmissor distam $\ell=60$ m e para a frequência $f_c = 880$ Hz, tem-se:

$$\alpha_c = 9,9$$

Cálculos preliminares indicaram que o melhor material para a modelagem era uma chapa de alumínio de cerca de 0,5 mm de espessura devido a sua alta condutividade ($\sim 3 \times 10^7$ S/m) e sua maleabilidade. Barras de grafite mostraram-se com baixa condutividade (cerca de 10^5 S/m) e chapas de aço não possuem a maleabilidade necessária para moldar a forma adequada do paleocanal.

Para o cálculo da condutividade da chapa de Al foi utilizada uma tira cortada desta chapa com 1 m de comprimento e 10 cm de largura. Sua espessura foi determinada igual a 0,514 mm. Foram realizadas 3 (três) medidas com os eletrodos de potencial espaçados de 60, 70 e 80 cm e os eletrodos de corrente nas extremidades das tiras. Obteve-se o valor médio $\sigma_M = 3,05 \times 10^7$ S/m usando-se o resistivímetro especificado na seção 4.2.

Obteve-se assim a frequência a ser usada nas medidas em laboratório:

$$\alpha_M = \alpha_c = 9,9 = 2\pi \cdot \mu \cdot f_M \cdot \sigma_M \cdot t_M \cdot l_M$$

$$f_M = 802 \text{ Hz}$$

Para a frequência alta de 2640 Hz, obteve-se

$$f_M = 2406 \approx 2410 \text{ Hz}$$

Corpos resistivos geralmente são substituídos em modelagem reduzida por ar. Isto implica em considerá-los com resistividade muito elevada.

Contudo, para modelar o aquífero propriamente dito, tentou-se manter o parâmetro de resposta α_c deste corpo resistivo:

$$\alpha_{c, aqf} = 0,43$$

onde

$$\sigma_c = 0,040 \text{ S/m, calculada pela equação 4.2}$$

$$t_c = 26 \text{ m}$$

$$f_c = 880 \text{ Hz}$$

Desta forma, obteve-se a condutância a ser utilizada.

$$\sigma_M t_M = 0,43 / \mu_M \omega_M l_M = 679 \text{ S}$$

Para a espessura reduzida do aquífero $4,33 \times 10^{-2} \text{ m}$, o valor de condutividade obtido, $1,57 \times 10^4 \text{ S/m}$ é muito grande para uma solução ácida devido a problemas de manuseio e de corrosão, não havendo materiais adequados.

Um valor próximo pode ser obtido com folha de alumínio Rochedo, cuja espessura 0,018 mm e condutividade $2,2 \times 10^7 \text{ S/m}$ fornece uma condutância igual a 396 S.

Assim, o modelo equivalente a situação de campo é o apresentado na Fig. 14.

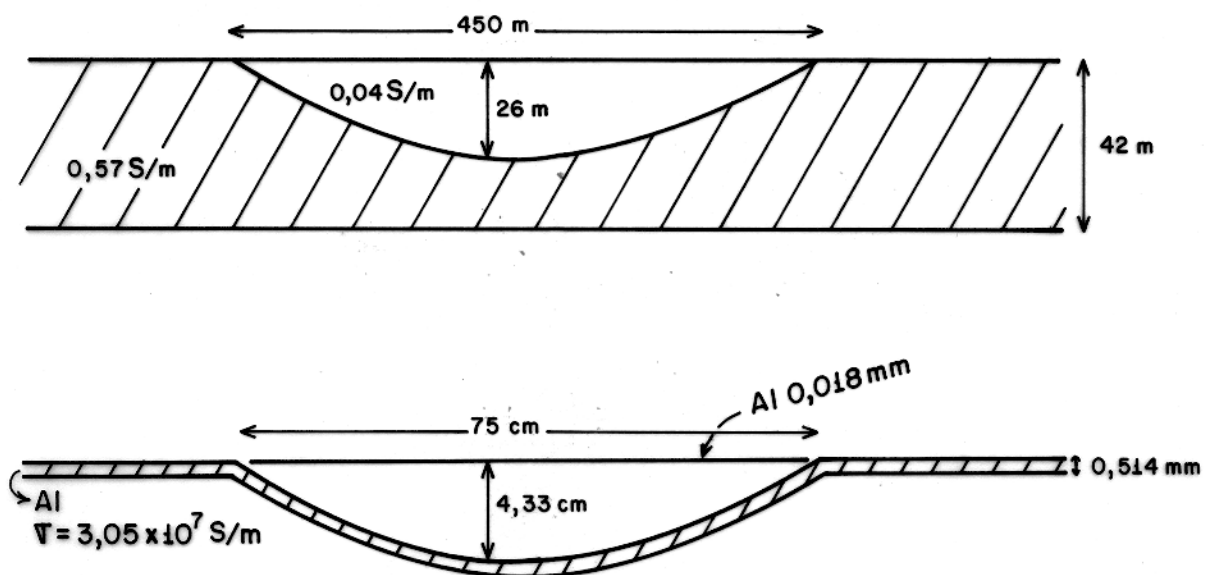


FIG. 14 - SITUAÇÃO DE CAMPO E MODELO REDUZIDO EQUIVALENTE.

4.3.2.2 - Procedimento Experimental

Além dos equipamentos descritos na seção 4.2, utilizou-se também uma estrutura de madeira para o posicionamento do modelo e das bobinas transmissora e receptora.

As bobinas, de 1 cm de raio, foram enroladas com fios de cobre esmaltado com cerca de 300 voltas em torno de um eixo de acrílico e montadas em uma haste de acrílico separadas de 10 cm. Esta pequena montagem foi permitida de se mover sobre rodas, num plano horizontal, ao longo de trilhos de madeira graduados, fixos numa grande estrutura de madeira.

A calibração das bobinas requereu colocá-las coplanares. Para tal, utilizou-se um cilindro de alumínio de 3,9 cm de diâmetro que, quando horizontal e perpendicular à direção de caminhamento, deveria fornecer uma resposta simétrica, tanto na componente em-fase como na quadratura.

Notou-se, entretanto, que o plano elétrico das bobinas, isto é, o plano que fornecia as anomalias simétricas descritas no parágrafo anterior, não coincidia com o plano geométrico, havendo uma diferença de 1,2 mm de altura entre os planos horizontais que passam em cada um dos centros das bobinas, estando a transmissora mais baixa que a receptora. Esta pequena diferença pode ter sido causada por alguma irregularidade de enrolamento das bobinas. O sistema de bobinas foi considerado calibrado quando as respostas apresentaram um erro de 0% (zero por cento) entre os picos internos e 1,8% (um vírgula oito por cento) entre os picos externos da anomalia do cilindro.

Para a calibração dos equipamentos foi adotado o mesmo procedimento que o realizado em campo. A zeragem do sistema foi efetuada como transmissor e o receptor sobre a parte mais profunda do modelo.

Uma mesa de madeira foi usada para posicionar o modelo dentro da grande estrutura na realização das medidas. Duas seqüências distintas de medições foram efetuadas: uma, simplesmente sobre a chapa moldada a 3 (três) alturas diferentes $d=1, 2$ e 3 cm (ou em termos da distância entre as bobinas $d/\ell = 0,1, 0,2$ e $0,3$); a outra, com a folha de alumínio Rochedo colada em um vidro plano que era posicionado sobre o modelo. Devido à espessura do vidro, que impedia a aproximação de 1 cm das bobi

nas, esta seqüência foi realizada a apenas 2 (duas) alturas.

5. APRESENTAÇÃO DOS DADOS E INTERPRETAÇÃO

5.1 - Introdução

Os métodos de interpretação quantitativa e os procedimentos empregados da coleta de dados discutidos nos capítulos 3 e 4 obtiveram, neste capítulo, sua aplicação na delimitação geométrica do paleocanal.

Para boa compreensão dos resultados obtidos pelos métodos, os dados e interpretação da sísmica de refração serão apresentados em separado dos dados e interpretação do método EM, da mesma maneira que nos capítulos anteriores.

5.2 - Sísmica de Refração

5.2.1 - Dados e Interpretação

Os 1463 metros de perfilagem sísmica forneceram sismogramas de qualidade razoável, com precisão nos tempos de chegada de 1 a 2 ms. A imprecisão na determinação das primeiras chegadas em investigações rasas pode acarretar erros consideráveis uma vez que 1 ms pode representar 1 a 2% do tempo total registrado. Por outro lado, existe grande dificuldade de geração de apenas ondas P e S em ambientes não consolidados (Burke 1970), havendo geralmente um acoplamento entre as ondas P, S e Rayleigh. Em um ambiente com menor grau de dispersão de energia e com um pulso inicial mais curto (maior velocidade de detonação dos explosivos) poder-se-ia esperar uma qualidade superior.

As correções de topografia e de profundidade de tiro não foram feitas. A topografia plana da área não requereu correções e a compensação da profundidade do tiro (40-50 cm) estava dentro de limite de imprecisão dos tempos de chegada.

A Fig. 15 apresenta os gráficos tempo x distância dos

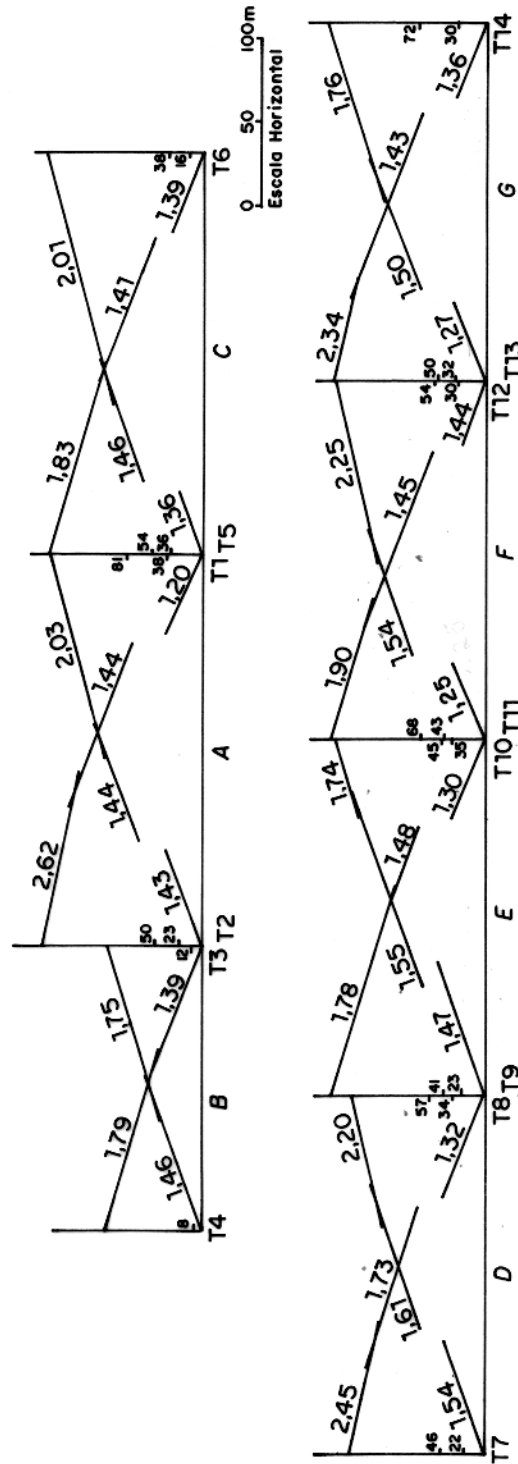


FIG.15- GRÁFICOS TEMPO x DISTÂNCIA, PALEOCANAL MÃE RITA, MARAJÓ. VELOCIDADES EM km/s. TEMPOS DE INTER SECÇÃO EM ms.

7 (sete) arranjos sobre o paleocanal.

Todas as dromocrônicas, salvo o arranjo B, possuem 3 (três) segmentos de retas sendo o primeiro defasado dos outros dois por um salto de 20 a 30 ms.

As variações de velocidade dentro da primeira camada foram verificadas por toda área dentro do intervalo 1,20-1,54 km/s enquanto que a "segunda" e "terceira" camadas possuem intervalos de variação 1,41 - 1,73 km/s e 1,74 - 2,62 km/s, respectivamente.

É muito comum encontrar na literatura a referência de camadas superficiais (solo) com velocidade de 300 a 500 m/s. Todavia, os 6 (seis) perfis curtos com geofones espaçados de 2 m apresentaram velocidades no intervalo 1,14 a 1,48 km/s, condizente com os valores da primeira camada detectada nos perfis transversal e longitudinal. Salvo uma fina camada superficial de uns 20 cm de argila menos compacta, não foram observados solos de qualquer espécie (Fig. 16).

O controle geológico dos poços (Fig. 13) indica vários tipos de sedimentos não consolidados. Superficialmente, uma camada de argila plástica aparece nos 4 (quatro) furos. Subjacentes, encontram-se camadas de argila com matéria orgânica, de silte a areia fina, de argila com intercalações de areia, de areia fina a média com intercalações de argila e de areia média, todas com espessuras variáveis em diferentes seqüências.

Para efeitos de interpretação sísmica, agrupou-se os sedimentos nos furos F1 e F2 em 4 (quatro) camadas:

| Camada | Espessura (m) | Composição |
|--------|---------------|--------------------|
| 1 | 5 a 6 | argila |
| 2 | 15 a 20 | silte a areia fina |
| 3 | 2 a 4 | argila |
| 4 | | areia fina |

Na época da coleta dos dados, em plena estação chuvosa na Ilha de Marajó, os campos naturais estavam inundados e os sedimentos possivelmente saturados. A perfuração dos poços evidenciou este fato.

O que mais se destaca no conjunto dos gráficos tempo x distância é o salto entre a primeira e "segunda" camada. Des

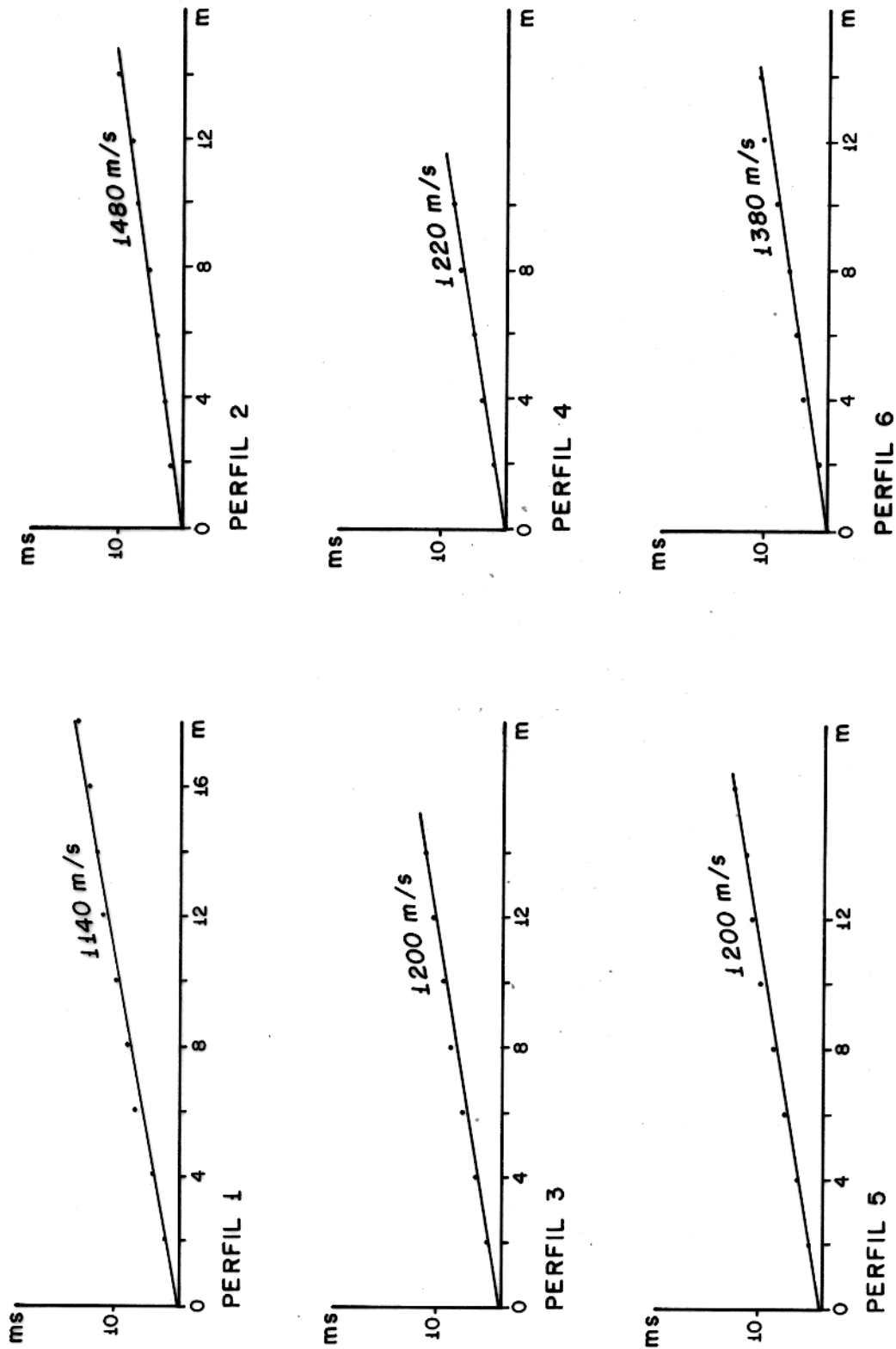


FIG. 16 - GRÁFICOS TEMPO x DISTÂNCIA RELATIVOS A PERFIS CURTOS PARA INVESTIGAÇÃO SUPERFICIAL DA CAMADA DE ARGILA.

cartou-se a hipótese de falha ou escarpa por ser este padrão constante em todo levantamento e por ser a geologia formada de sedimentos não consolidados.

Tal salto é (e é em parte, como se verá mais adiante) causado pela existência de uma camada de velocidade inferior à velocidade da argila, como exposto na seção 3.1.4 sub-ítem inversão de velocidade. A espessura da camada de argila permite a propagação de ondas de alta frequência que são rapidamente absorvidas, desaparecendo do registro após cerca de 40-50 metros.

No sismograma T9 (Fig. 17) tal comportamento é nitidamente observado. Após percorrer 55 m, a onda direta começa a perder a visibilidade enquanto uma onda proveniente de um refrator mais profundo começa a aparecer no registro. Por uma distância de 2 (dois) geofones (11-22 m), as duas ondas impressionam o registro. Apenas após o sétimo geofone (77 m) é que a onda direta desaparece por completo do registro.

Desta forma, a camada de silte a areia fina representa a camada de baixa velocidade (invertida) impressada entre duas camadas de argila.

Esta inversão introduz um problema na interpretação dos dados. As técnicas desenvolvidas, via de regra, requerem que a velocidade aumente com a profundidade (cf. seção 3.1.3).

Existem alguns métodos de interpretação que demandam procedimentos especiais de campo, registro digital ou o registro das ondas S (cf. seção 3.1.4). O método de Palmer (1980, 1982) parece ser conveniente para interpretar levantamentos de rotina, pois apresenta possibilidades de detectar camadas escondidas ou inversões de velocidade a partir da própria análise dos dados se estes possuírem uma acurácia de 0,5 ms.

Como os dados desta tese não possuem esta precisão, este método não foi utilizado.

Para a interpretação, optou-se pelas equações (3.12) a (3.21) que, apesar de desenvolvidas para o caso de aumento progressivo da velocidade com a profundidade, podem ser também empregadas no caso de inversão.

Nos cálculos da velocidade da LVL, utilizou-se o controle geológico dos poços F2 e F1 e o gráfico tempo x distância do tiro T5.

A velocidade $V_{\frac{1}{2}}$ desta camada é dada por (Whiteley e

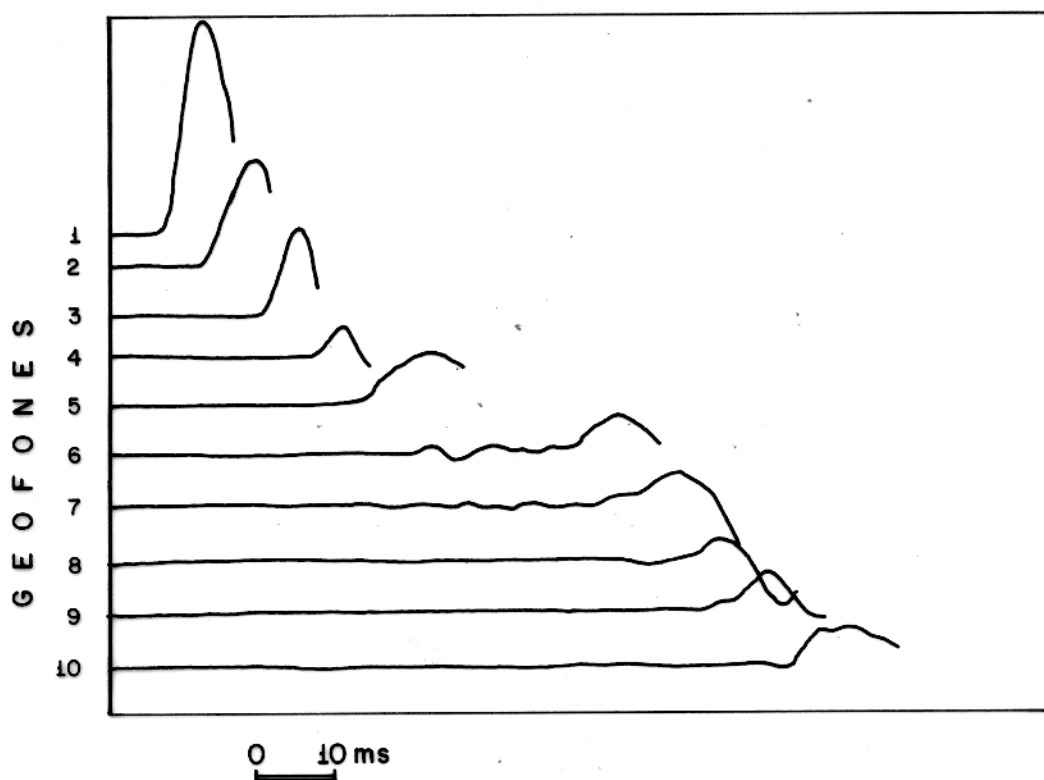


FIG. 17 - SISMOGRAMA (parte) REFERENTE AO TIRO T9 ONDE SE OBSERVA UM SALTO ENTRE AS PRIMEIRAS CHEGADAS NOS GEOFONES 5, 6 E 7, CAUSADO POR UMA INVERSÃO DE VELOCIDADE.

Greenhalgh, 1979)

$$V_2 = V_3 / \left[\left(\frac{T'_3 V_3}{2 Z_2} - \frac{Z_1}{Z_2} \cdot \frac{\sqrt{V_3^2 - V_1^2}}{V_1} \right)^2 + 1 \right]^{1/2} \quad (5.1)$$

onde

$$V_1 = 1,36 \text{ km/s}$$

$$V_3 = 1,46 \text{ km/s}$$

$$Z_1 = 5,9 \text{ m}$$

$$Z_2 = 15,5 \text{ m}$$

$$T'_3 = 36 \text{ ms.}$$

Então

$$V_2 = 0,79 \text{ km/s.}$$

Com o tempo de intersecção $T'_4 = 54 \text{ ms}$, obteve-se o valor de Z_3 , espessura da camada inferior de argila, igual a 12,3 m, o que não corresponde ao controle geológico.

A inversão de velocidade na segunda camada não é suficiente para explicar o salto nas curvas tempo x distância.

A camada de argila foi então considerada escondida, isto é, apesar de possuir uma velocidade maior que as camadas sobrejacentes, ela não é detectada. Esta velocidade foi estimada como a média das velocidades da primeira camada por possuírem ambas a mesma composição e igual a 1,38 km/s.

Se a camada de baixa velocidade estivesse à superfície, isto é, se não existisse a camada superficial de argila, os nogramas de Merrick et al. (1978) poderiam ser utilizados e forneceriam 3,4 m para a espessura máxima (zona oculta) a partir da qual a camada inferior de argila seria detectada como a primeira chegada.

Refazendo os cálculos para a velocidade da camada dois com a equação (5.1):

$$V_1 = 1,36 \text{ km/s}$$

$$V_3 = 1,38 \text{ km/s}$$

$$V_4 = 1,46 \text{ km/s}$$

$$T_4 = 36 \text{ ms}$$

$$Z_1 = 5,9 \text{ m}$$

$$Z_2 = 15,5 \text{ m}$$

$$Z_3 = 2,1 \text{ m,}$$

obtem-se

$$V_2 = 0,81 \text{ km/s} \quad 810 \text{ m/s.}$$

Com a ressalva de que existe certo grau de imprecisão associado a esta velocidade, ela será utilizada para os cálculos subseqüentes assim como a velocidade 1,38 km/s da camada inferior de argila.

As considerações anteriores mostram que os registros se compõem de 5 camadas, com excessão do arranjo B (tiros 3 e 4), analisado em separado. A 1a., 4a. e 5a. camadas estão representadas nos gráficos tempo x distância o que não ocorre com a 2a. e 3a. camadas, correspondendo a uma inversão de velocidade e a uma camada escondida, respectivamente. A 5a. camada detectada pela refração não possui controle geológico.

Como o objetivo desta tese é o corpo silte arenoso que compõe o paleocanal e como era necessário diminuir o número de variáveis do sistema, optou-se por considerar como dados de entrada:

- . as velocidades das 5 camadas V_1 , V_2 , V_3 , V_{4U} , V_{4D} , V_{5U} , V_{5D} pois as camadas 4 e 5 possuem inclinação.
- . a velocidade média da 1a. camada V_{1m} , já que esta possui variação lateral de até 170 m/s em uma distância de cerca de 50 m.
- . as espessuras das 2 camadas de argila Z_1 e Z_3 . No perfil longitudinal, estes valores foram as espessuras extrapoladas da seção geológica no ponto em que o perfil longitudinal e transversal se cruzam.
- . os tempos de intersecção das camadas mais profundas T_{i4} e T_{i5} .

O cálculo das espessuras Z_2 (paleocanal) e Z_4 é efetuado a partir das equações (3.12) a (3.21). O programa de computador, em linguagem Fortran, é apresentado no Anexo 2 juntamente com os resultados.

O arranjo B (tiros 3 e 4) possui comportamento anômalo com relação às curvas tempo x distância dos outros arranjos. Não existe o salto característico da inversão de velocidade e por ter um comprimento menor, apresenta 2 segmentos (2 camadas). O poço F1 mostra a existência de cinco camadas até a profundidade de 32 m. Entretanto, com as velocidades e tempos de intersecção indicados no gráfico, os resultados obtidos nas interpretações com 2,3 e 4 camadas não se ajustam, mesmo com alguma diferença, ao controle geológico.

5.2.2 - Conclusões da Interpretação

A distribuição de velocidades em sub-superfície é em si mesma o resultado desta interpretação e estabelece o potencial aquífero da região. A Fig. 18 apresenta a seção interpretada de velocidades sísmicas, resumida na tabela seguinte:

| CAMADA | INTERVALO DE VELOCIDADE (km/s) | ESPESSURA MÉDIA (m) | COMPOSIÇÃO |
|--------|--------------------------------|---------------------|-------------------------------|
| R | 1,20 - 1,54 | 5,9 | argila |
| S | 0,81 | 13 | silte a areia fina (saturada) |
| T | 1,38 | 2,5 | argila |
| U | 1,43 - 1,67 | 19 | areia média (saturada) |
| V | 1,76 - 2,32 | ... | ? (areia média saturada) |

A camada superficial composta de argila plástica possui uma variação de 1,20 a 1,54 km/s, provavelmente devida a diferenças de compactação e/ou de composição.

A velocidade calculada de 0,81 km/s para os sedimentos silte-arenosos saturados que preenchem o paleocanal propriamente dito forneceu resultados condizentes com o controle geológico dos poços e com a seção de resistividade aparente tendo em vista que o corpo com resistividade igual a $3,0\Omega.m$ corresponde também a sedimentos silte-arenosos saturados porém não com água doce. A informação obtida nesta camada é concernente ao paleocanal e não ao aquífero, do qual nada se pode dizer a partir destes dados de refração.

Nenhuma informação foi obtida sobre a terceira camada, de argila, pois tanto sua espessura como sua velocidade foram admitidas como conhecidas a priori.

A camada de areia média saturada com água salobra apresenta velocidades variantes de 1,43 a 1,67 km/s e uma espessura média de 19 m. Embora os dados sejam poucos, existem indícios de ocorrência de anisotropia horizontal nesta camada. As velocidades no perfil transversal (1,43 - 1,44 km/s) são sensivelmente menores que as do perfil longitudinal (1,46 - 1,67 km/s).

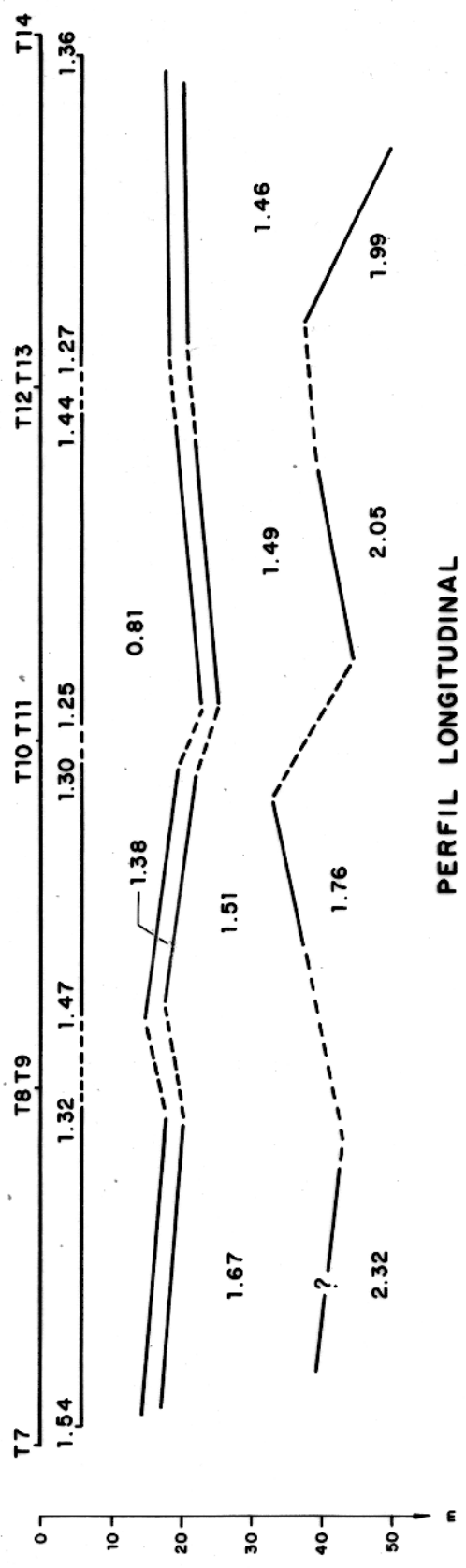
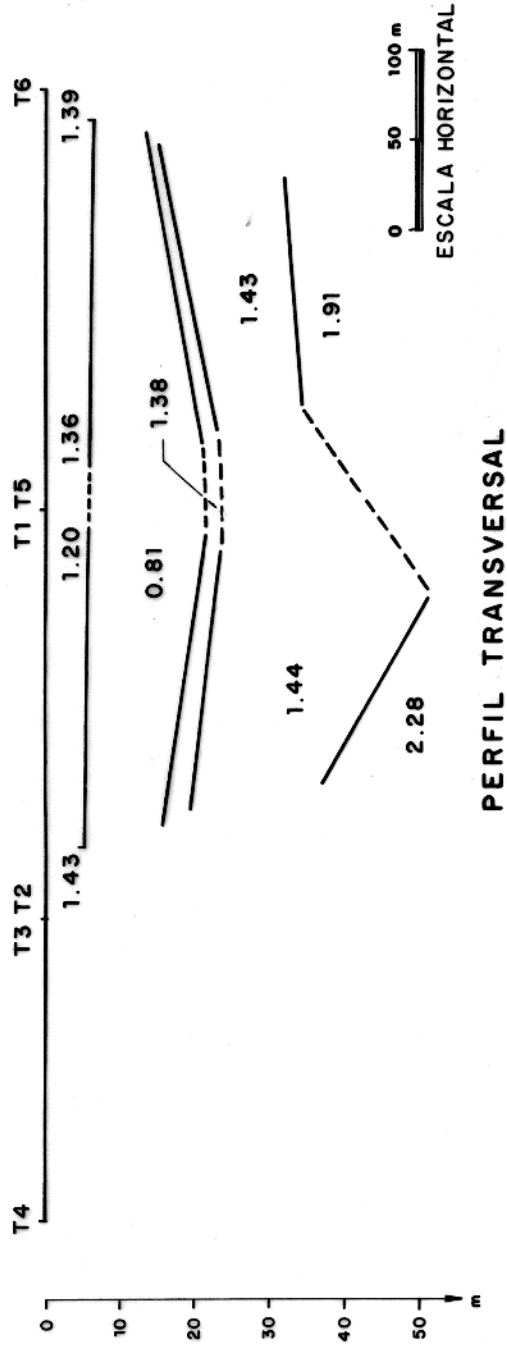


FIG. 18 - SEÇÕES SÍSMICAS SOBRE O PALEOCANAL MÃE RITA, MARAJÓ. VELOCIDADES EM km/s.

A quinta camada, com velocidade variando de 1,76 a 2,32 km/s, não possui controle geológico. Pode ser relacionada à areia média saturada porém mais compacta ou com granulação mais grosseira.

Essas camadas possuem velocidades consistentes com as referências encontradas na literatura para sedimentos não consolidados. Apenas os sedimentos silte-arenosos apresentam uma velocidade muito baixa que comumente não é associada a sedimentos completamente saturados (Eaton e Watkins, 1970; Lennox e Carlson, 1970; Odins, 1975). Todavia, velocidades extremamente baixas podem ser encontradas em sedimentos saturados de alta porosidade (Officer, 1955). Para porosidade superiores a 55 % (cincoenta e cinco por cento), essa velocidade pode ser inferior à da água. Um exemplo de uma suspensão de grãos de areia em água com velocidade 910 m/s é apresentada por Domzalski (1956). Canais produtores de água preenchidos por areia com velocidades de 600 a 1.500 m/s foram descritos por Hobson (1970). As tabelas de Press (1966) indicam velocidades de 750 a 1.500 m/s, determinadas em campo, para sedimentos arenosos com água (sem especificação sobre o grau de saturação).

Tendo em vista as restrições e os erros introduzidos na interpretação impostos pela inversão de velocidade, camada escondida e tempos de chegada, não precisamente determinados, o paleocanal pode ser 'razoavelmente' mapeado. No perfil transversal, a estrutura revela uma espessura máxima de 16 m, com um afinamento para as bordas, que não foram mapeadas. No perfil longitudinal, o paleocanal possui uma espessura média de 13 m, com ligeiro afinamento em direção N. Dentro do arranjo E próximo ao tiro 9, ele apresenta a sua menor espessura igual a 9 metros.

5.3 - Método Eletromagnético

5.3.1 - Dados e Interpretação

5.3.1.1 - Dados de Campo

A perfilagem eletromagnética de 830 m de extensão produziu as curvas em fase e quadratura nas duas frequências, 880 e

2640 Hz apresentadas na Fig. 19.

Como o equipamento em campo foi calibrado sobre o paleo-canal, todas as curvas apresentam valor zero nas proximidades do centro do perfil.

Observa-se também que as curvas tem comportamento distinto à direita e à esquerda, sendo que deste lado possui um gradiente mais acentuado.

De um valor negativo à esquerda, as anomalias em fase crescem, igualam zero e se mantêm próximo deste valor por 400m. Enquanto que a componente da frequência baixa decai para -2% (menos dois por cento) à direita do gráfico, a componente da frequência alta decresce até apresentar sinais de saturação a -60% (menos sessenta por cento).

As anomalias quadratura possuem um comportamento mais por igual. À esquerda do gráfico apresentam valor superior a -40% (menos quarenta por cento), se mantendo em +5% (mais cinco por cento) sobre o aquífero e apresentando sinais de saturação com valores de -40% (menos quarenta por cento) à direita.

Este comportamento da anomalia quadratura da frequência alta é surpreendentemente semelhante ao descrito por Bose e Singh (1975) (cf. seção 3.2.1).

Sobre zonas mais resistivas, de água doce (aquífero), as componentes em-fase apresentam valores ligeiramente negativos (-2%)(menos dois por cento) enquanto que sobre zonas salinas (baixa resistividade) a anomalia não é bem caracterizada.

As anomalias quadratura são realmente as que melhor definem o limite água doce-água salobra através de um gradiente entre valores pequenos e positivos sobre zonas de água doce e valores negativos de cerca de -40% (menos quarenta por cento) sobre zonas de baixa resistividade.

A suavidade do perfil à direita é reflexo de um afinamento gradativo de corpo resistivo como pode ser visto na seção de resistividades aparentes (Fig. 13) com base na qual foi construído o modelo reduzido.

5.3.1.2 - Dados de Laboratório

Para a modelagem reduzida, o parâmetro de resposta, que

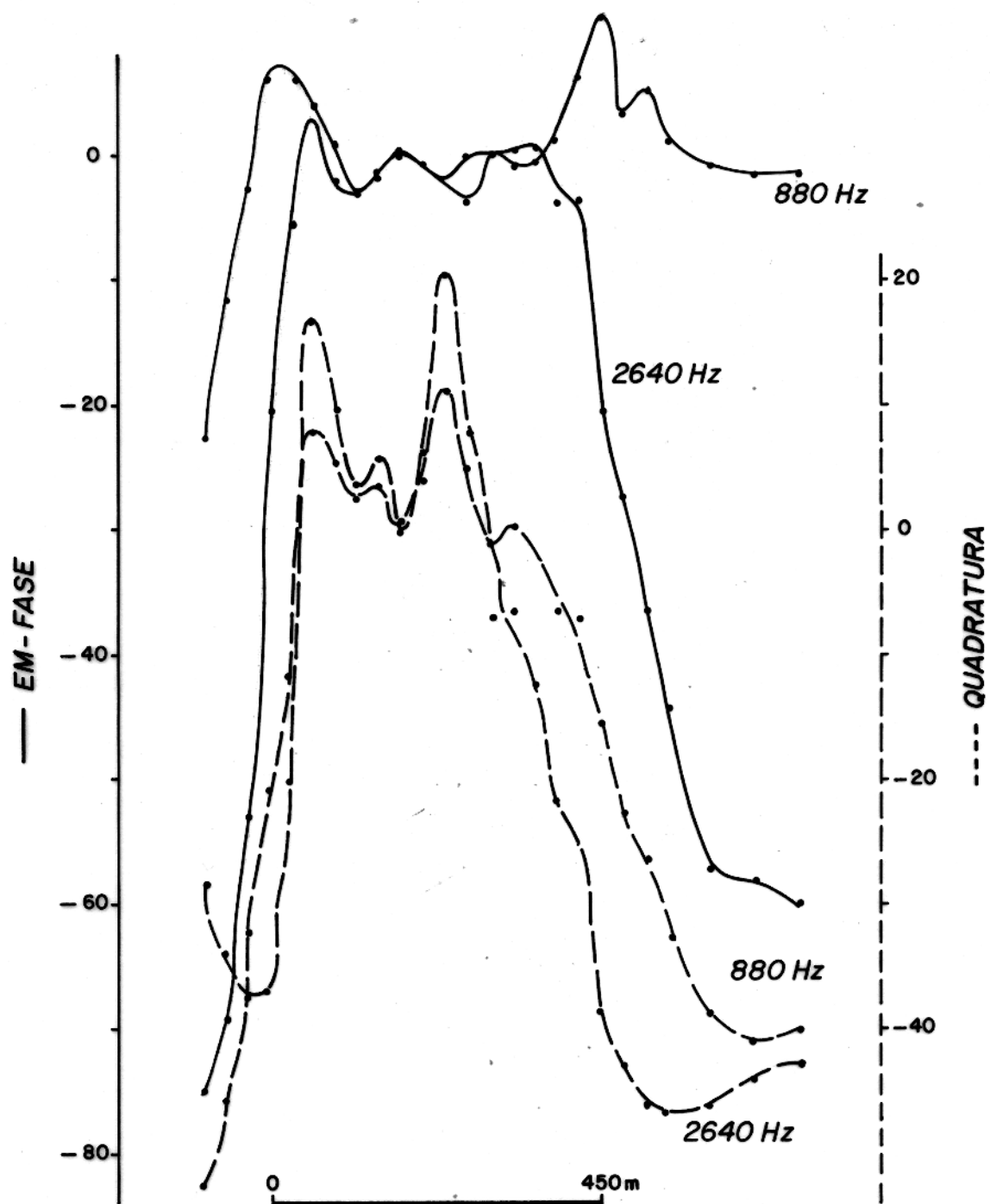


FIG. 19-PERFIL EM CAMPO, MOSTRANDO AS ANOMALIAS EM-FASE (LINHA CHEIA) E QUADRATURA (LINHA TRACEJADA) PARA AS DUAS FREQUÊNCIAS: 880 Hz e 2640 Hz

correlaciona o paleocanal e o modelo, foi obtido para o substrato condutivo e tem valores iguais a 9,9 para a frequência de 880 Hz e 29,8 para a frequência de 2640 Hz.

As duas seqüências de medidas realizadas, uma simplesmente com a chapa de alumínio de espessura 0,018 mm sobre o modelo, forneceram anomalias praticamente iguais, com diferenças de no máximo 2% (dois por cento) entre as amplitudes das anomalias.

Desta forma, apenas as curvas obtidas na primeira seqüência são apresentadas (Figs. 20 e 21). Curvas a três profundidades (distância entre o modelo e as bobinas) foram obtidas para cada valor de α . As profundidades, em termos de separação entre as bobinas são $d/\ell=0,1$, 0,2 e 0,3.

As curvas mostram um gradiente mais brusco à esquerda de notando que o modelo respondeu bem à assimetria do modelo.

De uma maneira geral, as curvas apresentaram anomalias sobre as bordas do aquífero semelhantes às anomalias dos dados de campo.

Todas as componentes em fase e quadratura apresentam valores próximos a 0% (zero por cento) sobre o aquífero e valores negativos fora deste, sobre a parte horizontal da chapa de Al. Quanto menor a profundidade (ou melhor, a altura) em que os dados foram coletados, maior será o valor negativo, com exceção da componente quadratura quanto $\alpha = 29,8$.

Neste caso, o valor negativo à profundidade 0,1 é um pouco menor que o valor à profundidade 0,2. A componente quadratura quando $d/\ell=0,1$ e $\alpha = 9,9$ comporta-se também de maneira diferente apresentando uma inflexão sobre as bordas de aquífero. Por indução, espera-se que a menores profundidades, comportamentos anômalos apareçam devido a uma maior interação entre o campo primário gerado pela bobina transmissora e a chapa de Al de alta condutividade.

A componente quadratura, quando $d/\ell=0,1$ e $\alpha = 9,9$, é a que mais se assemelha à componente quadratura da anomalia de campo para a frequência 880 Hz ($\alpha = 9,9$).

Para a análise do campo EM secundário, utilizou-se diagrama de Argand da Fig. 22, plotado com a amplitude máxima (pico-a-pico) das anomalias de laboratório. Para isso, medidas também foram efetuadas com outros valores de α , além de 9,9 e

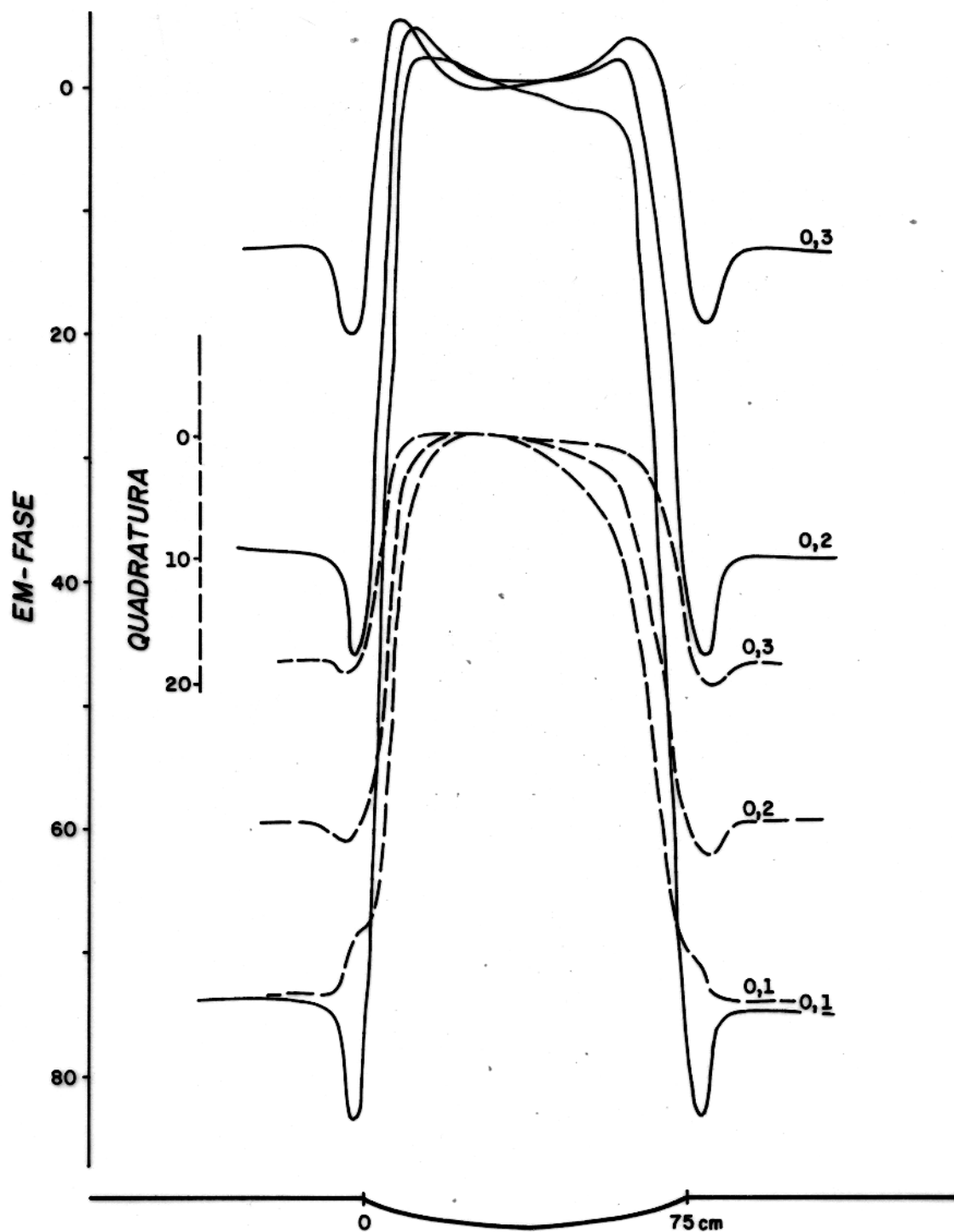


FIG.20 - PERFIS EM DE LABORATÓRIO SEGUNDO VARIAÇÕES DE PROFUNDIDADE $d/l = 0,1 ; 0,2 ; 0,3$ PARA $\alpha = 9,9$

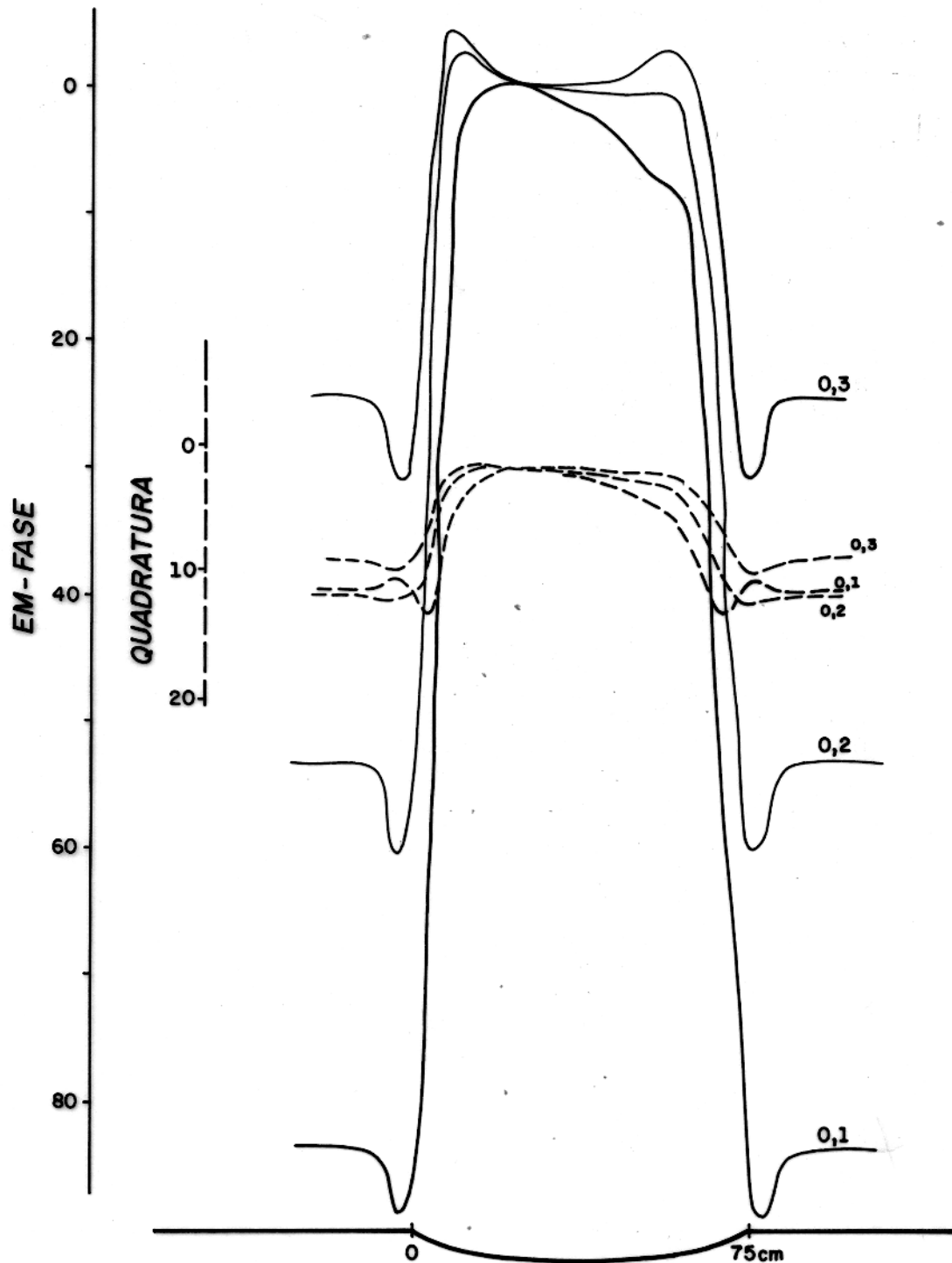


FIG. 21 - PERFIS EM DE LABORATÓRIO SEGUNDO VARIAÇÕES DE PROFUNDIDADE $d/\rho = 0,1 ; 0,2 ; 0,3$ PARA $\alpha = 29,8$

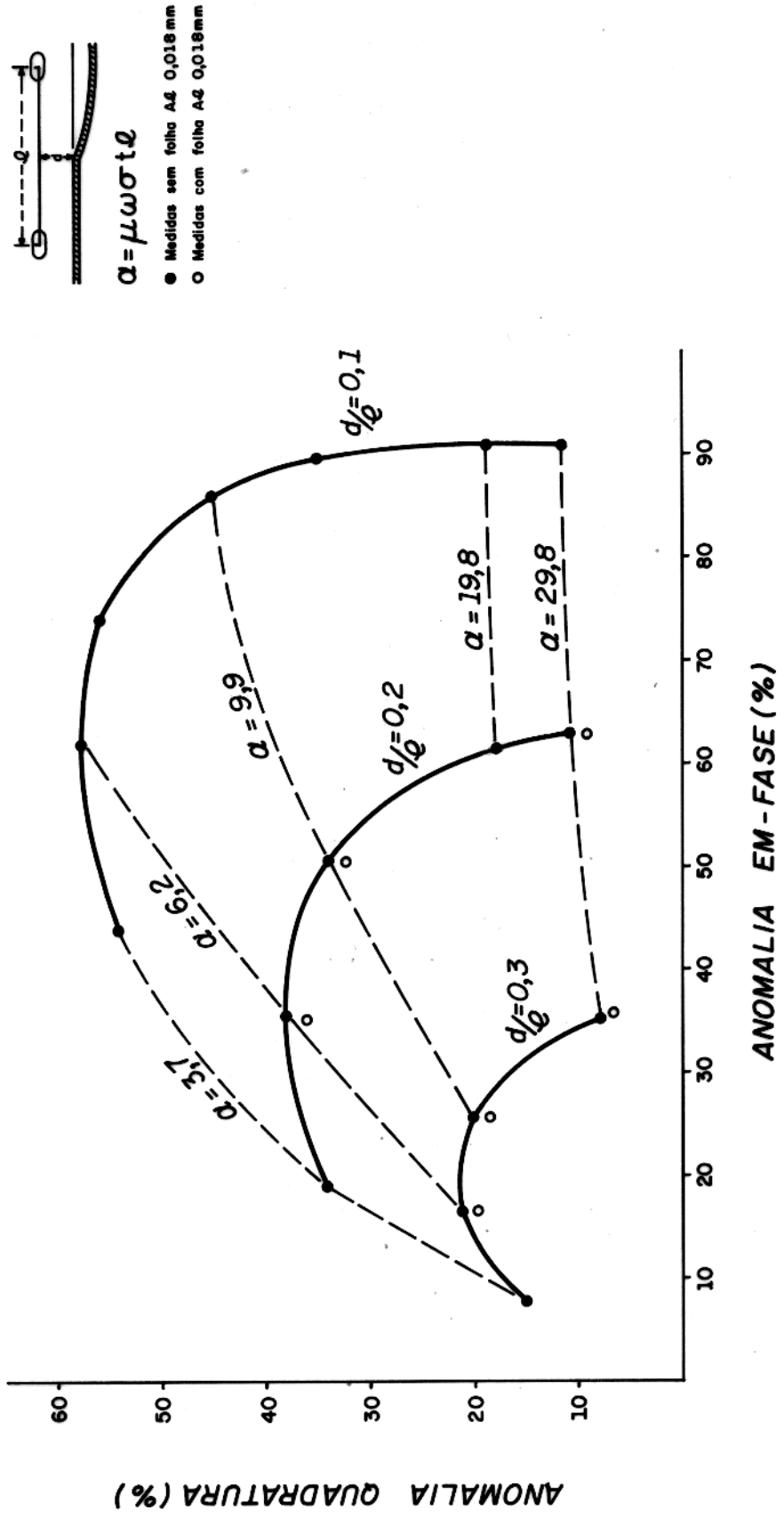


FIG. 22- DIAGRAMA DE ARGAND PARA MODELO DO AQUÍFERO

29,8, a saber:

| α | frequência de laboratório correspondente (Hz) |
|----------|---|
| 3,7 | 300 |
| 6,2 | 500 |
| 9,9 | 802 |
| 19,8 | 1600 |
| 29,8 | 2410 |

Para uma mesma profundidade d/l , a componente em fase aumenta com um acréscimo no valor de α enquanto que a componente quadratura atinge um máximo e começa a descrever.

Para um mesmo α , ambas as componentes decrescem com um acréscimo na profundidade d/l . Entretanto, para valores elevados de α , a componente quadratura se torna pouco sensível à variação de d/l .

Ao se tentar plotar os valores das anomalias de campo neste diagrama, num processo de inversão de dados, verifica-se que estes valores não se ajustam às curvas plotadas. Além do fato dos valores das anomalias não serem bem determinadas devido ao curto comprimento do perfil de campo, observa-se também que a profundidade d/l de campo é bem menor que a menor d/l de laboratório (=0,1). O diagrama mostra que o efeito da variação de α é mais acentuado a pequenas profundidades. Isto quer dizer que para pequenas d/l , variações diminutas de α (devido a inomogeneidades localizadas em sub-superfície) podem ocasionar mudanças sensíveis nas componentes em-fase e quadratura.

Perfis mais longos, definindo melhor as anomalias, poderiam utilizar estes diagramas para estimar, numa interpretação semiquantitativa, a condutância do substrato condutivo do aquífero. Por outro lado, contrastes maiores entre as condutividades dos dois corpos poderiam também fornecer um melhor ajuste.

5.3.2 - Conclusões da Interpretação

O método eletromagnético conseguiu satisfatoriamente definir, a partir de diferenças de condutividade, os contatos água doce - água salobra, que correspondem aos limites laterais do aquífero, mas não do paleocanal, o qual foi mapeado pela re-

fração como um corpo maior e mais largo que contém o aquífero. Mais ainda, as zonas de água doce e água salobra puderam ser separadas em termos de uma resposta típica. A componente quadratura da frequência alta é a que melhor define as zonas, com valores pequenos e positivos (em torno de 5% (cinco por cento)) sobre o aquífero e valores negativos (cerca de -40% (menos quarenta por cento)) fora deste.

O resultado da modelagem reduzida foi satisfatório. O aquífero foi simulado em laboratório e anomalias semelhantes às de campo foram obtidas. O diagrama de Argand fornece subsídios para a interpretação semi-quantitativa na prospecção de água subterrânea em ambientes de sedimentos não consolidados pelo método Slingram.

6. CONCLUSÃO

Contribuindo para a avaliação dos recursos de água subterrânea da Ilha de Marajó, os métodos geofísicos de refração sísmica e eletromagnético foram empregados pela primeira vez no estudo de um paleocanal, feição esta potencialmente favorável ao armazenamento de água por ser, via de regra, preenchida por sedimentos arenosos.

Enquanto o método sísmico de refração visou objetivamente a delimitação geométrica em três dimensões do paleocanal, o método eletromagnético objetivou a delimitação lateral dos contatos água doce-água salobra. Com base nos resultados de cada um dos métodos, pode-se estudar a relação entre paleocanal e aquífero.

O método de refração sísmica foi empregado em dois perfis perpendiculares entre si sobre o paleocanal, num total de 1463 metros.

Dentre os problemas de interpretação inerentes ao próprio método de refração, pode-se destacar os de inversão de velocidade e de camada escondida, como os que introduzem maior erro em levantamentos rasos. Uma inversão de velocidade correspondeu justamente aos sedimentos silte-arenosos que preenchem o paleocanal, que, desta forma, teve sua delimitação geométrica prejudicada.

Poucas técnicas de interpretação apresentam o caso de inversão de velocidade como uma possibilidade real, indicando os meios de obter a velocidade desta camada. Mais recentemente técnicas foram desenvolvidas e requerem, via de regra, que a velocidade da camada onde a inversão ocorre seja conhecida independentemente quer por técnicas especiais de campo, quer por reflexão, registro de ondas S, 'up-hole shooting' ou por determinação em afloramentos. O método recíproco generalizado é o único capaz de detectar camadas não observadas a partir da própria análise dos dados contanto que estes possuam a acurá-

cia de 0,5 ms.

A imprecisão na determinação dos tempos de chegada inviabilizou a utilização deste método. A interpretação dos gráficos tempo x distância foi efetuada com base em equações analíticas que utilizam tempos de intersecção e velocidades aparentes para o caso de n camadas inclinadas.

Embora seja teoricamente possível correlacionar as velocidades sísmicas a tipos de sedimentos, isto não foi possível sem o controle geológico dos poços. A velocidade calculada para os sedimentos que preenchem o paleocanal foi igual a 0,81 km/s. Apesar deste valor ser baixo em comparação às velocidades comumente obtidas de sedimentos saturados, este foi o valor que forneceu uma seção sísmica compatível com o controle geológico. Sedimentos argilosos superficiais apresentam velocidades variando de 1,20 a 1,54 km/s enquanto que velocidades de 1,43 a 2,32 km/s foram associadas a areia média saturada.

Apesar das restrições dos dados e do método, o paleocanal pode ser razoavelmente mapeado, apresentando espessura máxima de 16 m e mínima de 9 m sendo a média 13 m. Sua extensão lateral não foi determinada devido a trechos alagados que impediram maior extensão dos perfis.

Um único perfil EM de 830 m foi realizado perpendicularmente ao paleocanal, utilizando o sistema Slingram de bobinas horizontais e coplanares.

O método EM definiu satisfatoriamente os contatos água doce-água salobra. Apenas a componente em fase da frequência baixa não apresentou anomalias bem definidas sobre o contato. A componente quadratura da frequência alta é a que melhor define este contato: sobre as zonas resistivas (aquífero) apresenta valores pequenos e positivos (+ 5%) (mais cinco por cento) e sobre zonas condutivas (argila e/ou água salobra) valores negativos (-40%) (menos quarenta por cento).

O modelo reduzido, construído a partir de uma seção de resistividades aparentes, produziu anomalias semelhantes às de campo, confirmando a possibilidade de detectar zonas de água doce e água salobra por este método. O diagrama de Argand, plotado com as anomalias obtidas na modelagem, pode fornecer subsídios para a interpretação semi-quantitativa na prospecção de água subterrânea em ambientes semelhantes de sedimentos não

consolidados pelo método Slingram.

Considerando os resultados obtidos, verifica-se que o aquífero não corresponde ao paleocanal propriamente dito, sendo apenas uma parte dele. Existe dentro do paleocanal algum tipo de superfície de separação entre o aquífero e o resto do paleocanal. Esta separação não foi detectada pela sísmica que considerou os sedimentos silte-arenosos como indivisos. Desta forma, um outro método (neste caso, o método EM) é necessário para o mapeamento do corpo de água doce.

O mapeamento tri-dimensional do paleocanal por refração apresentou certo grau de imprecisão, que só foi menor devido ao forte controle geológico (2 poços) em um perfil pequeno, fato que raramente é possível. Caso a inversão de velocidades se estenda por todos os paleocanais da região, a sísmica de refração só deverá ser utilizada se for possível o uso de instrumentos mais precisos com registro digital, técnicas especiais e/ou controle geológico razoável, o que certamente aumentará o custo do levantamento.

O método EM mostrou-se uma excelente técnica de reconhecimento de zonas de água doce e água salobra/salgada, tanto pela rapidez e custo reduzido, como pela qualidade das respostas sobre zonas resistivas e condutivas em ambientes de sedimentos não consolidados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BANERJEE, B.; GUPTA, S.K. - 1973 - Hidden layer problem in seismic refraction work. Geoph. Prosp. 23: 642-652.
- BARBOSA, G.V.; RENNÓ, C.V.; FRANCO, E.M.S. - 1974 - Geomorfologia da folha SA. 22 BELÉM. In: Projeto RADAM, Rio de Janeiro, Dep. Nac. Prod. Min. v. 4, p. II/I-II/36.
- BAUDOIN, P.; DUROSOY, G.; UTARD, M. - 1970 - Etude par prospection électromagnétique aérienne d'un contact eau douce - eau salée dans le delta du Rhone. In: Mining and Groundwater Geophysics. Ottawa, Canada, Department of Energy, Mines and Resources. p. 626-637.
- BEZERRA, C.A.C.A. - 1979 - Eletroresistividade aplicada ao estudo de água subterrânea no Município de Salvaterra - Marajó - Pará. Tese de Mestrado. Belém, UFPa-NCGG. 58 p.
- BOSE, R.N.; SINGH, H. - 1975 - Geoelectrical surveys for groundwater in parts of Karnal District, Haryana, India. Geexpl. 13(3): 171-186.
- BURKE, K.B.S. - 1970 - A review of some problems of seismic prospecting for groundwater in superficial deposits. In: Mining and Groundwater Geophysics. Ottawa, Canada, Department of Energy, Mines and Resources. p. 569-579.
- CAVALCANTI, G.M.L. - 1979 - Geofísica aplicada à prospecção de água subterrânea na área do Rio Paracauari-Ilha de Marajó-Pará. Tese de Mestrado. Belém, UFPa-NCGG. 88p.
- COLLET, L.S. - 1970 - Resistivity mapping by electromagnetic methods. In: Mining and Groundwater Geophysics. Ottawa,

- Canada, Department of Energy, Mines and Resources, p. 615-625.
- DOBRIIN, M.B. - 1976 - Introduction to geophysical prospecting. New York, McGraw-Hill Book. 630 p.
- DOMZALSKI, W. - 1956 - Some problems of shallow refraction investigations. Geoph. Prosp. 4: 140-166.
- DUGUIO, J.D. - 1968 - Refraction determination of water table depth and alluvium thickness. Geophysics. 33 (3): 481-488.
- EATON, G.P.; WATKINS, J. - 1970 - The use of seismic refraction and gravity methods in hydrogeological investigations. In: Mining and Groundwater Geophysics. Ottawa, Canada, Department of Energy, Mines and Resources. p. 544-568.
- GARDNER, L.W. - 1967 - Refraction seismograph profile interpretation. In: Musgrave, A.W., Seismic Refraction Prospecting. Tulsa, Oklahoma, Soc. Expl. Geophys. p. 338-347.
- GRANT, F.S.; WEST, G.F. - 1965 - Interpretation theory in applied geophysics. New York, McGraw-Hill Book. 584 p.
- GREENHALGH, S.A. - 1977 - Comments on "The hidden layer problem in seismic refraction work". Geoph. Prosp. 25: 179-181.
- HAGEDOORN, J.G. - 1959 - The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections. Geoph. Prosp. 7(2): 158-182.
- HALLES, F.W. - 1958 - An accurate graphical method for interpreting seismic refraction lines. Geoph. Prosp. 6(3): 285-294.
- HAWKINS, L.V. - 1961 - The reciprocal method of routine shallow seismic refraction investigations. Geophysics. 26(6): 806-819.

- HAWKINS, L.V., MAGGS, D. - 1961 - Nomograms for determining maximum errors and limiting conditions in seismic refraction survey with a blind-zone problem. Geoph. Prosp. 9:526-532.
- HEILAND, C.A. - 1963 - Geophysical exploration. New York, Hafner Publishing. 1013 p.
- HOBSON, G.D. - 1970 - Seismic methods in mining and groundwater exploration. In: Mining and Groundwater Geophysics. Ottawa, Canada, Department of Energy, Mines and Resources. p. 148-176.
- IDESP (Instituto de Desenvolvimento Econômico e Social do Estado do Pará) - 1974 - Estudos integrados da Ilha de Marajó. Belém. 333 p.
- KAILA, K.L.; TEWARI, H.C.; KRISHNA, V.G. - 1981 - An indirect seismic method for determining the thickness of a low-velocity layer underlying a high-velocity layer. Geophysics. 46 (7): 1003-1008.
- KELLER, G.V.; FRISCHKNECHT, F.C. - 1966 - Electrical methods in geophysical prospecting. Oxford, Pergamon Press, 517 p.
- KNOX, W.A. - 1967 - Multilayer near-surface refraction computations. In: Musgrave, A.W. Seismic Refraction Prospecting. Tulsa, Oklahoma, Soc. Expl. Geophys. p. 197-216.
- KOBAYASHI, C.N. - 1979 - Métodos geofísicos aplicados à prospecção de água subterrânea no Município de Ponta de Pedras Ilha do Marajó - Pará. Tese de Mestrado. Belém, UFPa-NCGG. 93 p.
- LENNOX, D.H.; CARLSON, V. - 1970 - Integration of geophysical methods for groundwater exploration in the prairie provinces, Canada. In: Mining and Groundwater Geophysics. Ottawa, Canada, Department of Energy, Mines and Resources. P. 517-535.

- MERRICK, N.P.; ODINS, J.A.; GREENHALGH, S.A. - 1978 - A blind zone solution to the problem of hidden layers within a sequence of horizontal or dipping refractors. Geoph. Prosp. 26: 303-421.
- MOTA, L. - 1954 - Determination of dips and depths of geological layers by the seismic refraction method. Geophysics. 19 (2): 242-254.
- MUSGRAVE, A.W. - (ed.) - 1967 - Seismic Refraction Prospecting, Tulsa, Oklahoma, Soc. Expl. Geoph. 604 p.
- ODINS, J.A. - 1975 - The application of seismic refraction to groundwater studies of unconsolidated sediments. Tese não publicada, School of Applied Geology, University of New South Wales, 222 p.
- OFFICER, C.B. - 1955 - A deep-sea seismic reflection profile. Geophysics, 20(2): 270-282.
- PAKISER, L.C.; BLACK, R.A. - 1957 - Exploring for ancient channels with the refraction seismograph. Geophysics. 22(1): 32-47.
- PALMER, D. - 1980 - The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. Tulsa, Soc. Expl. Geophys. 104 p.
- PALMER, D. - 1982 - An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. Geophysics. 46 (11): 1508-1518.
- PODDAR, M.; BHATTACHARYA, P.K. - 1966 - On the electromagnetic response of conductors in the inductive methods of prospecting (model studies). Geoph. Prosp. 14: 470-486.
- PRESS, F. - 1966 - Seismic velocities. In: Clark Jr., S.P., Handbook of Physical Constants. New York, Geological Society of America. p. 195-218.

- PRESS, F.; DOBRIN, M.B. - 1956 - Seismic wave studies over a high speed surface layer. *Geophysics*. 21: 285-298.
- ROCKWELL, D.W. - 1967 - A general wavefront method. In: Musgrave, A.W.; *Seismic Refraction Prospecting*, Tulsa, Oklahoma, Soc. Expl. Geophys. p. 363-415.
- SCHALLER, H.; VASCONCELOS, D.N.; CASTRO, D.C. - 1971 - Estratigrafia preliminar da Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas. In: *Anais do Congr. Bras. Geol.*, 25, São Paulo, p. 189-202.
- SCHENCK, F.L. - 1967 - Refraction solutions and wave-front targeting. In: Musgrave, A.W.; *Seismic Refraction Prospecting*, Tulsa, Soc. Expl. Geophys. p.416-425.
- SCHMÖLLER, R. - 1982 - Some aspects of handling velocity inversion and hidden layer problems in seismic refraction work. *Geoph. Prosp.* 30: 735-751.
- SLOTNICK, M.M. - 1950 - A graphical method for the interpretation of refraction profile data. *Geophysics*. 15(2): 163 - 180.
- STRANGWAY, D.W. - 1966 - Electromagnetic parameters of some sulfide ore bodies. In: *Mining Geophysics*, Tulsa, Soc. Expl. Geophys., p. 227-242.
- TARRANT, L.H. - 1956 - A rapid method of determining the form of a seismic refractor from line profile results. *Geoph. Prosp.* 4(2): 131-139.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E.; KEYS, D.A. - 1976 - *Applied geophysics*. Cambridge, Cambridge University Press. 860 p.
- THORNBURG, H.R. - 1930 - Wave-front diagrams in seismic interpretation. *Bull. Am. Soc. Pet. Geol.* 14(2): 185-198.

*redo
Amulo*

VERMA, D.P. - 1981 - Electromagnetic response of fold models in a uniform field. Geoph. Prosp. 29: 451-461.

WARD, S.H. - 1967 - The eletromagnetic method. In: Mining Geophysics. Tulsa, Soc. Expl. Geoph., V. 2, p. 224-372.

WHITELEY, R.J.; GREENHALGH, S.A. - 1979 - Velocity inversion and the shallow seismic refraction method. Geexpl. 17: 125-141.

WYROBEK, S.M. - 1956 - Application of delay-time and intercept times in the interpretation of multilayer refraction time distance curves. Geoph. Prosp. 4(2): 112-130.

A N E X O S

ANEXO 2

Programa Fortran para cálculo de espessuras das camadas 2 (inversão de velocidade) e 4 e resultados obtidos.

```

DIMENSION V(5),A(5,5),B(5,5),F(4)
READ(5,100)NUM,L,L1
100  FORMAT(3I3)
    WRITE(2,200)NUM,L,L1
200  FORMAT(5X,'TIRO',I3,5X,'L4=',I3,5X,'L3=',I3/
+ 15X,'(L=1 UPDIP L=0 DOWNDIP)',//,1X,'DADOS DE ENTRADA')
READ(5,101)(V(I),I=1,3),VV,VT,VU,VD
101  FORMAT(1X,7F5.2)
READ(5,110)T4,T5,Z1,Z3
110  FORMAT(1X,4F5.2)
WRITE(2,201)(I,V(I),I=1,3)
201  FORMAT(1X,'V(',I2,')=',F5.2)
    DO 4 J=1,3
      XO=V(J)/VT
      A(J,4)=ATAN(XO/SQRT(1-XO*XO))
      X1=V(J)/VV
      B(J,4)=ATAN(X1/SQRT(1-X1*X1))
      IF(L.EQ.1)GOTO 4
      C=A(J,4)
      A(J,4)=B(J,4)
      B(J,4)=C
4    CONTINUE
      F(3)=ABS(A(3,4)-B(3,4))/2
      A(3,4)=(A(3,4)+B(3,4))/2
      B(3,4)=A(3,4)
      Y9=1+COS(A(1,4)+B(1,4))
      Y0=Z1/V(1)*Y9/COS(A(1,4))+2*COS(A(3,4))*Z3/V(3)
      Z2=V(2)*(T4-Y0)*COS(A(2,4))/(1+COS(A(2,4)+B(2,4)))
READ(5,102)V(1)
102  FORMAT(1X,F5.2)
    WRITE(2,210)VV,VT
210  FORMAT(1X,'V(4U)=',F5.2/,1X,'V(4D)=',F5.2)
    WRITE(2,202)VU,VD,V(1),T4,T5,Z1,Z3
202  FORMAT(1X,'V(5U)=',F5.2/,1X,'V(5D)=',F5.2/,1X,'V(1MEDIA)=',F5.2,
+ //,1X,'T4=',F5.2,4X,'T5=',F5.2,/,1X,'Z1=',F5.2,4X,'Z3=',F5.2)
      F(1)=0
      F(2)=0
      DO 5 J=1,3
        X2=V(J)/VD
        A(J,5)=ATAN(X2/SQRT(1-X2*X2))-F(J)
        X3=V(J)/VU
        B(J,5)=ATAN(X3/SQRT(1-X3*X3))+F(J)
        IF(L.EQ.1)GOTO 5
        C=A(J,5)
        A(J,5)=B(J,5)
        B(J,5)=C
5    CONTINUE

```

```
V(4)=V(3)/SIN(A(3,4))
X4=V(4)*SIN(A(3,5))/V(3)
X5=V(4)*SIN(B(3,5))/V(3)
X6=ATAN(X4/SQRT(1-X4*X4))
X7=ATAN(X5/SQRT(1-X5*X5))
A(4,5)=(X6+X7)/2
V(5)=V(4)/SIN(A(4,5))
F(4)=(X6-X7)/2
Y1=Z1/V(1)*((1+COS(A(1,5)+B(1,5)))/COS(A(1,5)))
Y2=Z2/V(2)*((1+COS(A(2,5)+B(2,5)))/COS(A(2,5)))
Y3=Z3/V(3)*((1+COS(A(3,5)+B(3,5)))/COS(A(3,5)))
Z4=V(4)/(2*COS(A(4,5)))*(T5-Y1-Y2-Y3)
D1=Z1*SIN(A(1,4))/COS(A(1,4))
D2=Z2*SIN(A(2,4))/COS(A(2,4))
D3=Z3*SIN(A(3,4))/COS(A(3,4))
D4=Z4*SIN(A(4,5))/COS(A(4,5))
F(3)=F(3)*180/3.14
F(4)=F(4)*180/3.14
WRITE(2,211) F(3),F(4),V(4),V(5)
211  FORMAT(//,1X,'TETA(3)=',F7.2,/,1X,'TETA(4)=',
+ F7.2,/,1X,'V(4)=',F5.2,/,1X,'V(5)=',F5.2)
WRITE(2,203)Z2,Z4
203  FORMAT(//,1X,'RESULTADOS',/,1X,'Z2=',F5.2,4X,'Z4=',F5.2)
WRITE(2,212)D1,D2,D3,D4
212  FORMAT(//,'  DISTANCIA HORIZ.(OFFSET) APROX. POR CAMADA,
+ ONDE Z E CALCULADO',/,1X,4F10.2)
STOP
END
```

TIRO 1 L4= 1 L3= 0
(L=1 UPDIP L=0 DOWNDIP)

DADOS DE ENTRADA

V(1)= 1.20
V(2)= .81
V(3)= 1.38
V(4U)= 1.44
V(4D)= 1.44
V(5U)= 2.62
V(5D)= 2.03
V(1MEDIA)= 1.32

T4=38.00 T5=81.00

Z1= 5.90 Z3= 2.20

TETA(3)= 0.00
TETA(4)= 5.92
V(4)= 1.44
V(5)= 2.28

RESULTADOS

Z2=15.51 Z4=31.55

DISTANCIA HORIZ.(OFFSET) APROX. POR CAMADA, ONDE Z E CALCULADO
~~8.89~~ ~~10.55~~ ~~7.38~~ ~~25.79~~

TIRO 2 L4= 0 L3= 0
(L=1 UPDIP L=0 DOWNDIP)

DADOS DE ENTRADA

V(1)= 1.43
V(2)= .81
V(3)= 1.38
V(4U)= 1.44
V(4D)= 1.44
V(5U)= 2.62
V(5D)= 2.03
V(1MEDIA)= 1.32

T4=23.00 T5=50.00

Z1= 5.40 Z3= 3.30

TETA(3)= 0.00
TETA(4)= -5.92
V(4)= 1.44
V(5)= 2.28

RESULTADOS

Z2=10.16 Z4=15.88

DISTANCIA HORIZ.(OFFSET) APROX. POR CAMADA, ONDE Z E CALCULADO
~~45.58~~ ~~6.91~~ ~~11.07~~ ~~12.98~~

TIRO 5 L4= 1 L3= 1
(L=1 UPDIP L=0 DOWNDIP)

DADOS DE ENTRADA

V(1)= 1.36
V(2)= .81
V(3)= 1.38
V(4U)= 1.46
V(4D)= 1.41
V(5U)= 2.01
V(5D)= 1.83
V(1MEDIA)= 1.38

T4=36.00 T5=54.00

Z1= 5.90 Z3= 2.20

TETA(3)= 3.61
TETA(4)= -.88
V(4)= 1.43
V(5)= 1.91

RESULTADOS

Z2=15.53 Z4=11.29

DISTANCIA HORIZ.(OFFSET) APROX. POR CAMADA, ONDE Z E CALCULADO

~~21.56~~ ~~10.90~~ 7.96 12.74

TIRO 6 L4= 0 L3= 0
(L=1 UPDIP L=0 DOWNDIP)

DADOS DE ENTRADA

V(1)= 1.39
V(2)= .81
V(3)= 1.38
V(4U)= 1.46
V(4D)= 1.41
V(5U)= 2.01
V(5D)= 1.83
V(1MEDIA)= 1.38

T4=16.00 T5=38.00

Z1= 6.30 Z3= 1.40

TETA(3)= 3.61
TETA(4)= .88
V(4)= 1.43
V(5)= 1.91

RESULTADOS

Z2= 6.82 Z4=16.66

DISTANCIA HORIZ.(OFFSET) APROX. POR CAMADA, ONDE Z E CALCULADO

19.61 4.55 5.07 18.78

TIRO 7 L4= 0 L3= 0
(L=1 UPDIP L=0 DOWNDIP)

DADOS DE ENTRADA

V(1)= 1.54
V(2)= .81
V(3)= 1.38
V(4U)= 1.73
V(4D)= 1.61
V(5U)= 2.45
V(5D)= 2.20
V(1MEDIA)= 1.43

T4=22.00 T5=46.00

Z1= 5.80 Z3= 2.50

TETA(3)= 3.05
TETA(4)= 1.06

V(4)= 1.67
V(5)= 2.32

RESULTADOS

Z2= 8.26 Z4=21.44

DISTANCIA HORIZ.(OFFSET) APROX. POR CAMADA, ONDE Z E CALCULADO
11.33 4.38 3.70 22.19

TIRO 8 L4= 1 L3= 1
(L=1 UPDIP L=0 DOWNDIP)

DADOS DE ENTRADA

V(1)= 1.32
V(2)= .81
V(3)= 1.38
V(4U)= 1.73
V(4D)= 1.61
V(5U)= 2.45
V(5D)= 2.20
V(1MEDIA)= 1.43

T4=34.00 T5=57.00

Z1= 5.80 Z3= 2.50

TETA(3)= 3.05
TETA(4)= -1.06

V(4)= 1.67
V(5)= 2.32

RESULTADOS

Z2=12.03 Z4=23.33

DISTANCIA HORIZ.(OFFSET) APROX. POR CAMADA, ONDE Z E CALCULADO
8.31 7.00 3.70 24.14

TIRO 9 L4= 0 L3= 1
(L=1 UPDIP L=0 DOWNDIP)

DADOS DE ENTRADA

V(1)= 1.47
V(2)= .81
V(3)= 1.38
V(4U)= 1.55
V(4D)= 1.48
V(5U)= 1.78
V(5D)= 1.74
V(1MEDIA)= 1.39

T4=23.00 T5=41.00

Z1= 5.80 Z3= 2.50

TETA(3)= 2.95

TETA(4)= 2.84

V(4)= 1.51

V(5)= 1.76

RESULTADOS

Z2= 8.69 Z4=21.67

DISTANCIA HORIZ.(OFFSET) APROX. POR CAMADA, ONDE Z E CALCULADO
49.64 5.68 5.58 36.49

TIRO 10 L4= 1 L3= 0
(L=1 UPDIP L=0 DOWNDIP)

DADOS DE ENTRADA

V(1)= 1.30
V(2)= .81
V(3)= 1.38
V(4U)= 1.55
V(4D)= 1.48
V(5U)= 1.78
V(5D)= 1.74
V(1MEDIA)= 1.39

T4=35.00 T5=45.00

Z1= 5.80 Z3= 2.50

TETA(3)= 2.95

TETA(4)= -2.84

V(4)= 1.51

V(5)= 1.76

RESULTADOS

Z2=14.14 Z4= 9.69

DISTANCIA HORIZ.(OFFSET) APROX. POR CAMADA, ONDE Z E CALCULADO
8.93 8.67 5.58 16.33

TIRO 11 L4= 1 L3= 1
(L=1 UPDIP L=0 DOWNDIP)

DADOS DE ENTRADA

V(1)= 1.25

V(2)= .81

V(3)= 1.38

V(4U)= 1.54

V(4D)= 1.45

V(5U)= 2.25

V(5D)= 1.90

V(1MEDIA)= 1.35

T4=43.00 T5=68.00

Z1= 5.80 Z3= 2.50

TETA(3)= 4.24

TETA(4)= .16

V(4)= 1.49

V(5)= 2.05

RESULTADOS

Z2=17.22 Z4=20.17

DISTANCIA HORIZ.(OFFSET) APROX. POR CAMADA, ONDE Z E CALCULADO
9.87 11.60 6.15 21.24

TIRO 12 L4= 0 L3= 0
(L=1 UPDIP L=0 DOWNDIP)

DADOS DE ENTRADA

V(1)= 1.44

V(2)= .81

V(3)= 1.38

V(4U)= 1.54

V(4D)= 1.45

V(5U)= 2.25

V(5D)= 1.90

V(1MEDIA)= 1.35

T4=30.00 T5=54.00

Z1= 5.80 Z3= 2.50

TETA(3)= 4.24

TETA(4)= -.16

V(4)= 1.49

V(5)= 2.05

RESULTADOS

Z2=13.35 Z4=16.61

DISTANCIA HORIZ.(OFFSET) APROX. POR CAMADA, ONDE Z E CALCULADO
15.30 8.26 6.15 17.49

TIRO 13 L4= 0 L3= 1
(L=1 UPDIP L=0 DOWNDIP)

DADOS DE ENTRADA

V(1)= 1.27

V(2)= .81

V(3)= 1.38

V(4U)= 1.50

V(4D)= 1.43

V(5U)= 2.34

V(5D)= 1.76

V(1MEDIA)= 1.32

T4=32.00 T5=50.00

Z1= 5.80 Z3= 2.50

TETA(3)= 3.94

TETA(4)= -4.28

V(4)= 1.46

V(5)= 1.99

RESULTADOS

Z2=12.47 Z4=15.18

DISTANCIA HORIZ.(OFFSET) APROX. POR CAMADA, ONDE Z E CALCULADO
11.21 8.57 7.21 16.41

TIRO 14 L4= 1 L3= 0
(L=1 UPDIP L=0 DOWNDIP)

DADOS DE ENTRADA

V(1)= 1.36

V(2)= .81

V(3)= 1.38

V(4U)= 1.50

V(4D)= 1.43

V(5U)= 2.34

V(5D)= 1.76

V(1MEDIA)= 1.32

T4=30.00 T5=72.00

Z1= 5.80 Z3= 2.50

TETA(3)= 3.94

TETA(4)= 4.28

V(4)= 1.46

V(5)= 1.99

RESULTADOS

Z2=12.82 Z4=34.32

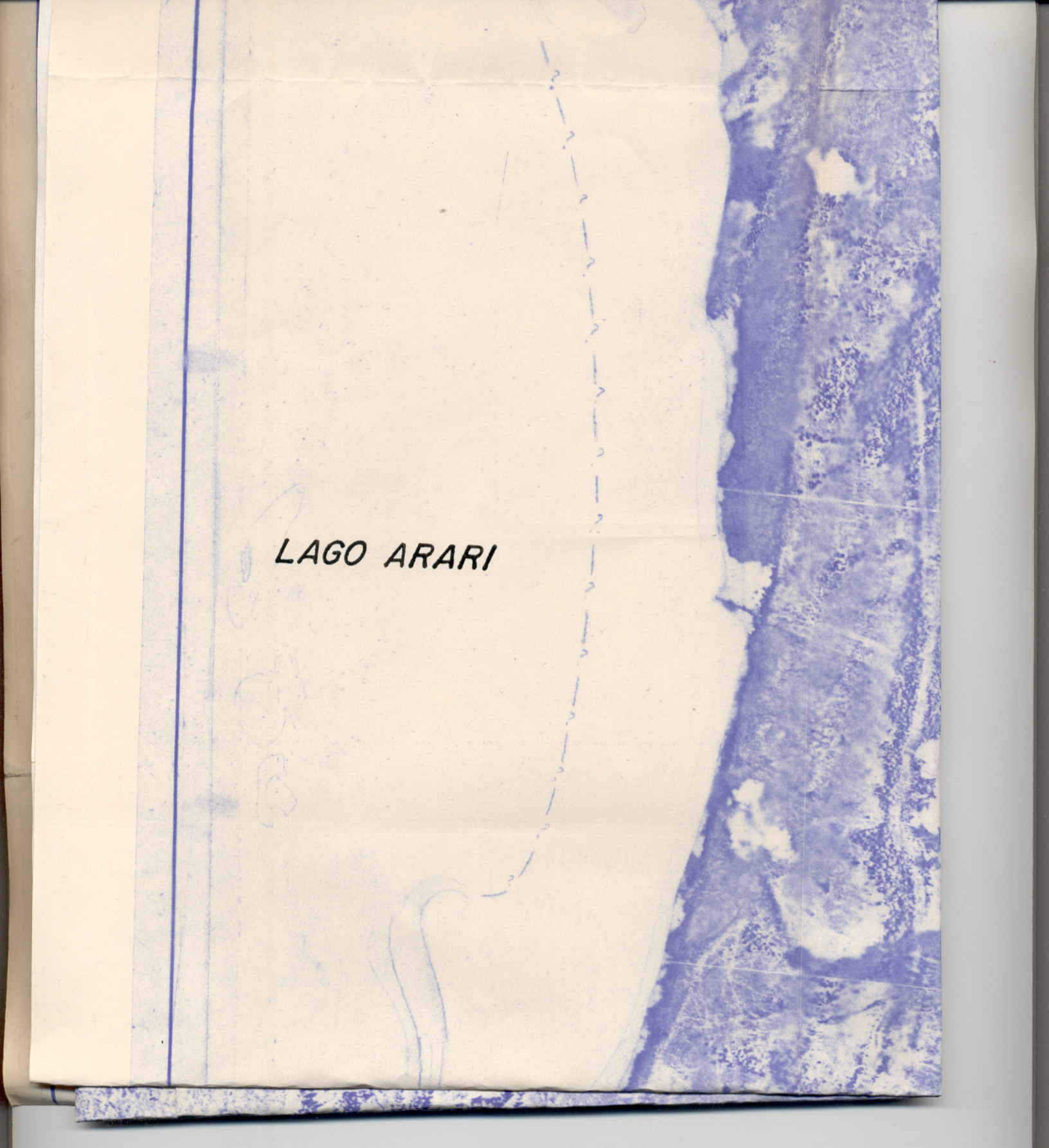
DISTANCIA HORIZ.(OFFSET) APROX. POR CAMADA, ONDE Z E CALCULADO
12.47 8.23 7.21 37.11

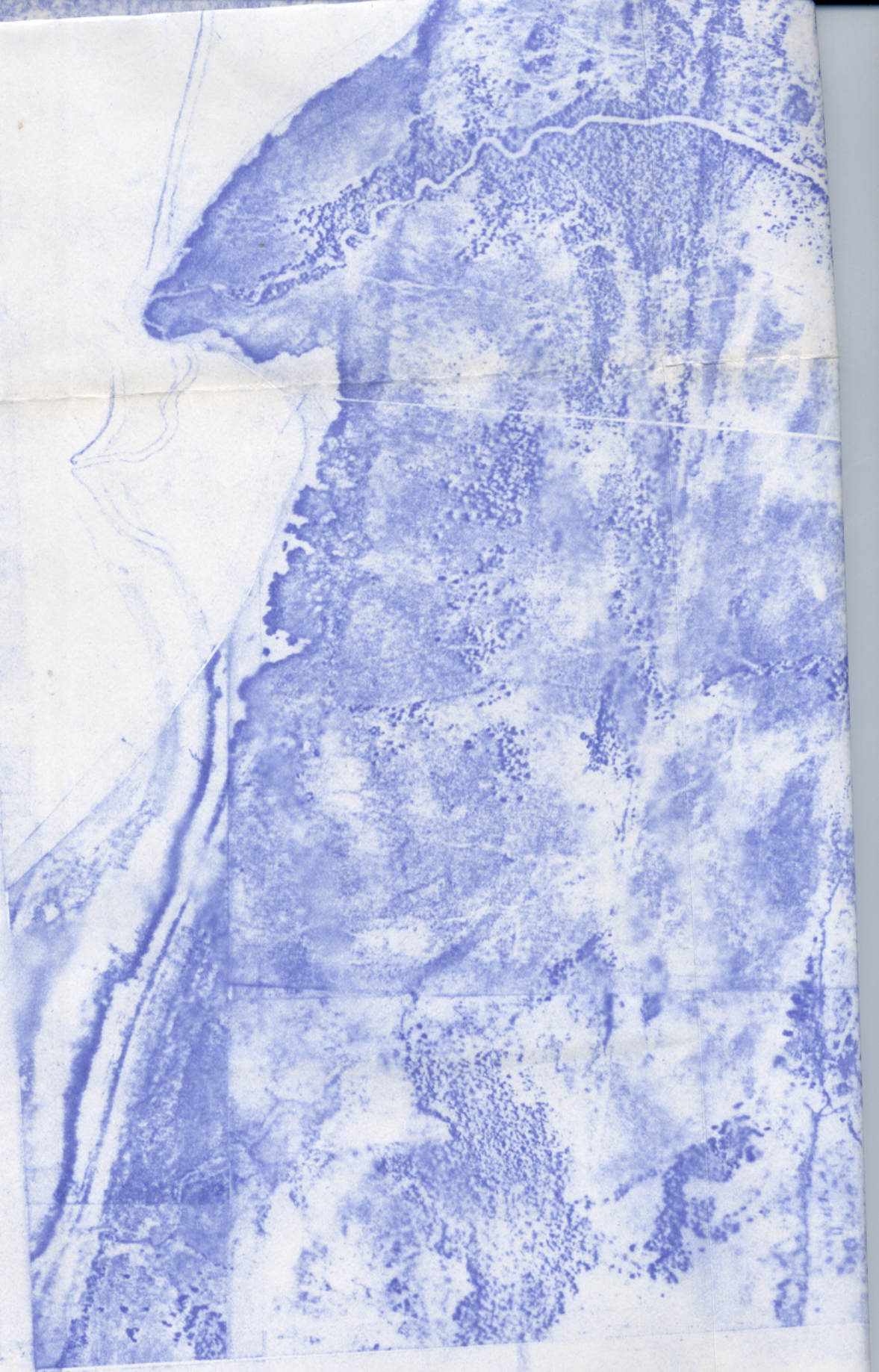
LA-04



LAGO ARARI

LAGO ARARI





COPIA HELIOGRÁFICA DE MOSAICOS OBTIDO A PARTIR
DE XEROX DE FOTOGRAFÍAS AÉREAS LEVANTAMENTO
AÉREO EXECUTADO, EM 1966, PELA CRUZEIRO DO SUL S.A
(ESCALA APROXIMADA 1:20.000.)

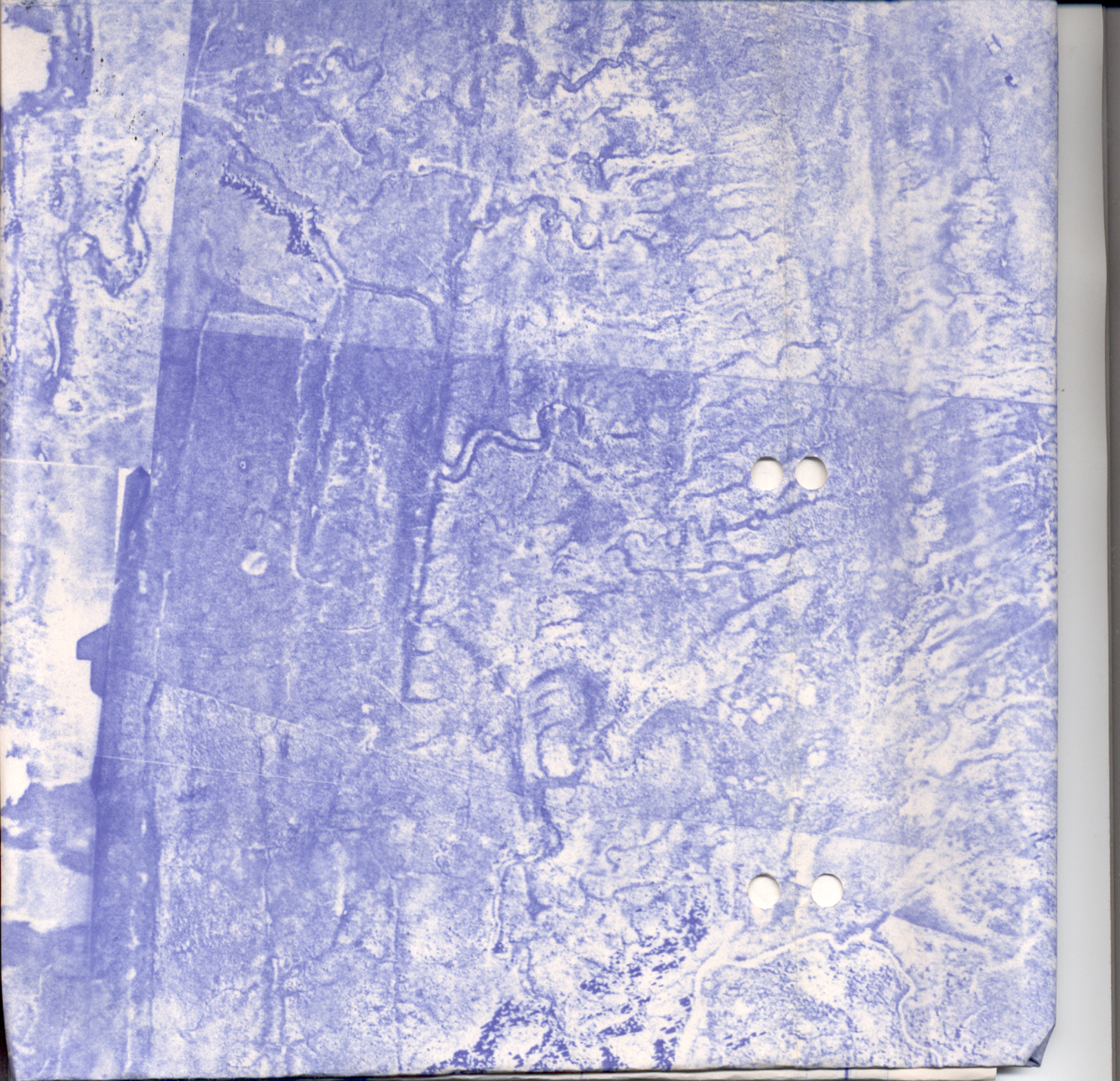
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

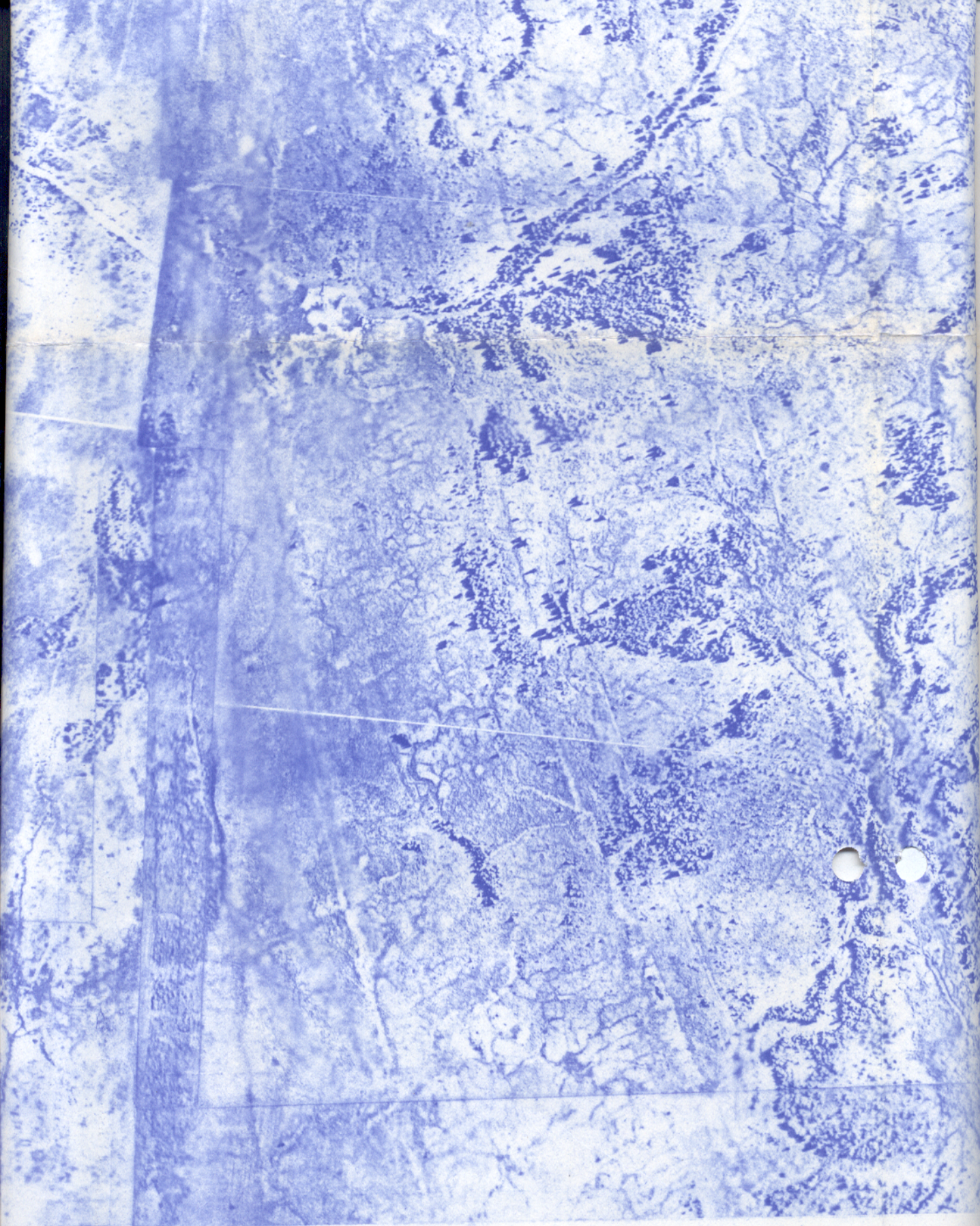
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO

EM

CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS

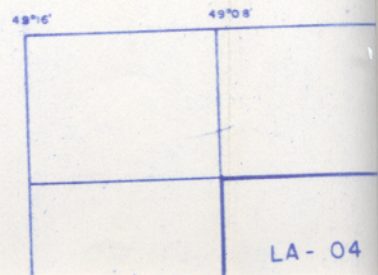
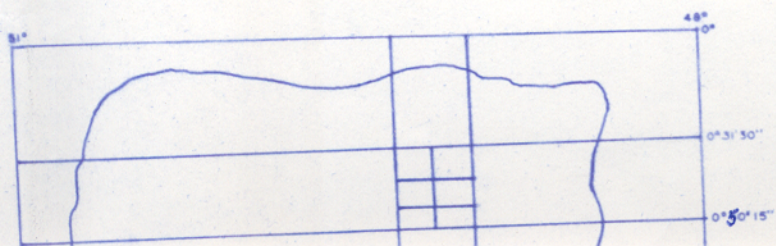


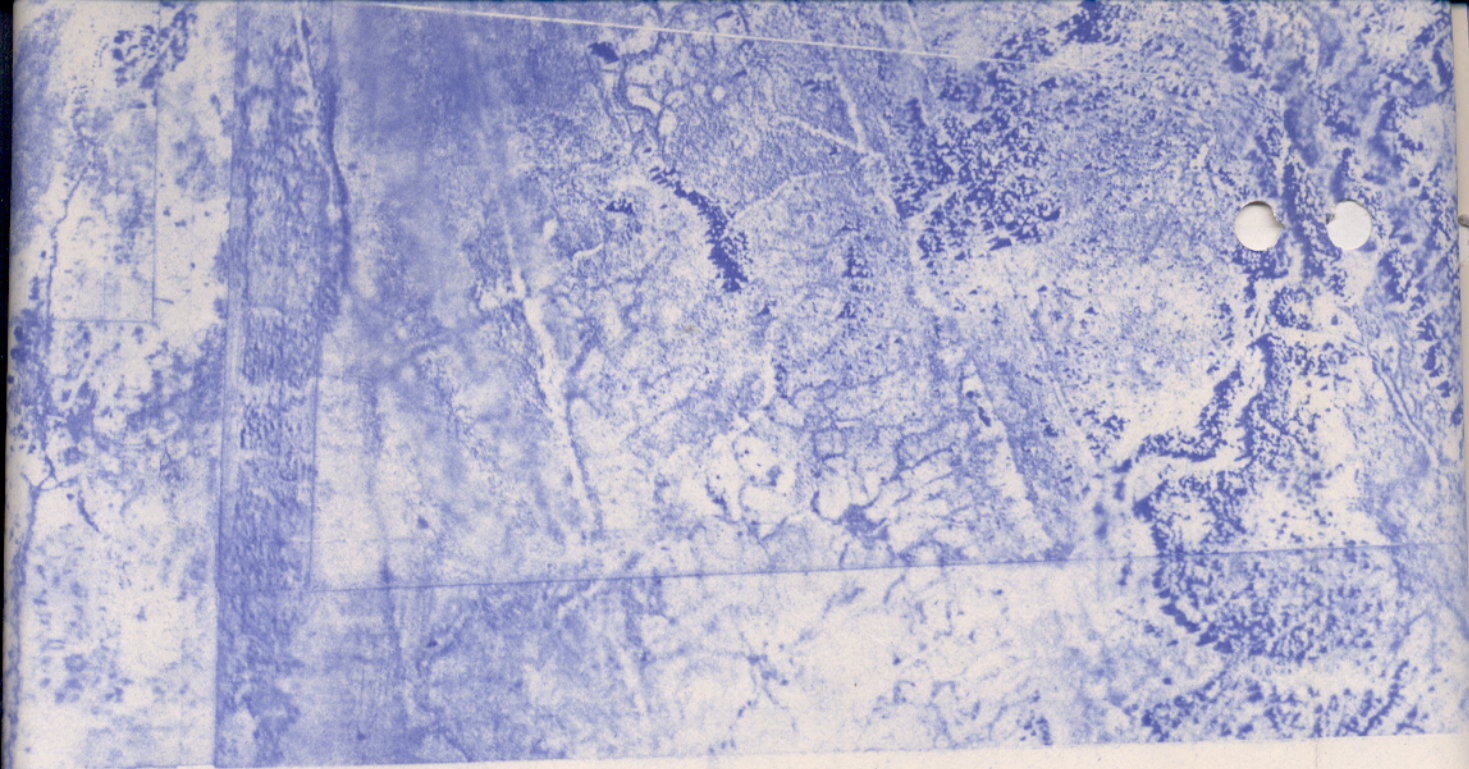




MAPA DE LOCALIZAÇÃO

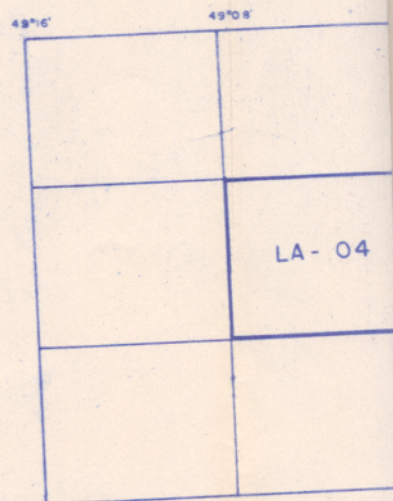
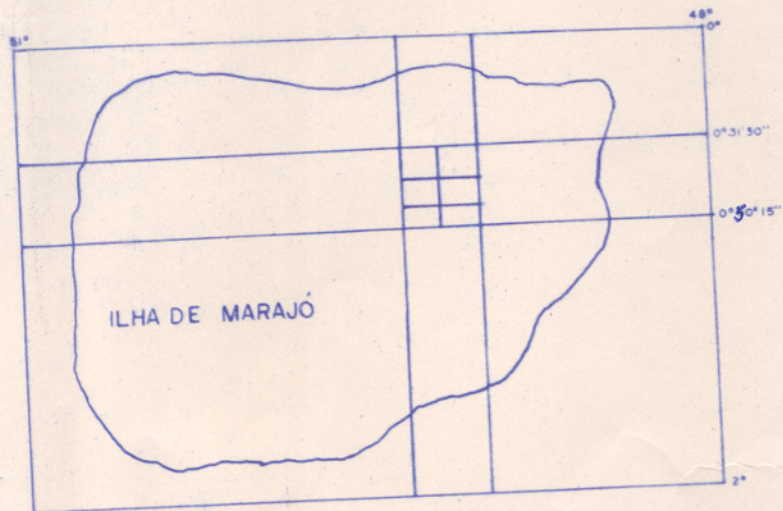
ARTICULAÇÃO DA FOLHA





MAPA DE LOCALIZAÇÃO

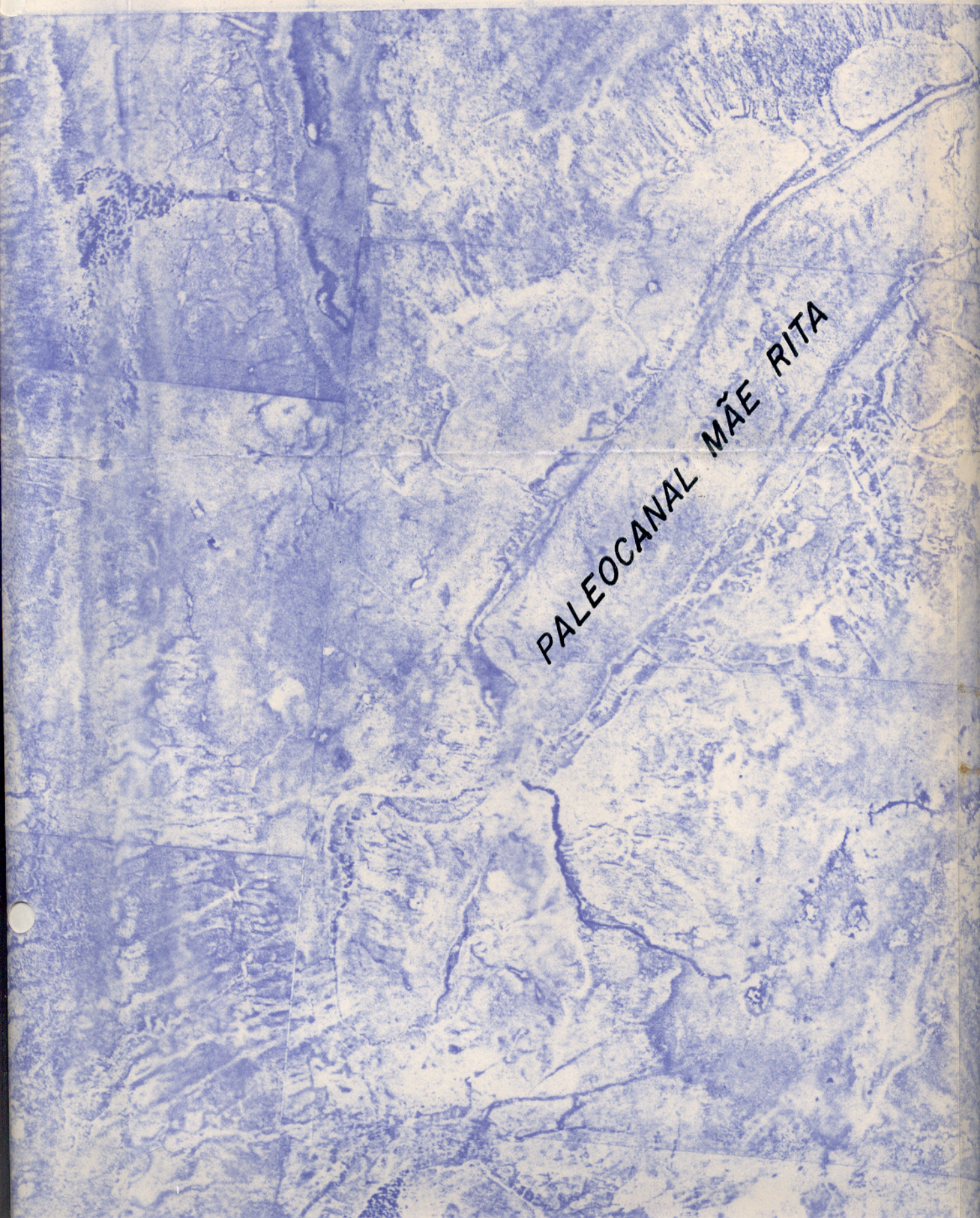
ARTICULAÇÃO DA FOLHA



DO PARÁ

RADUAÇÃO

CM
S E GEOLÓGICAS



PALEOCANAL MÃE RITA

PALEOCANAL MAL



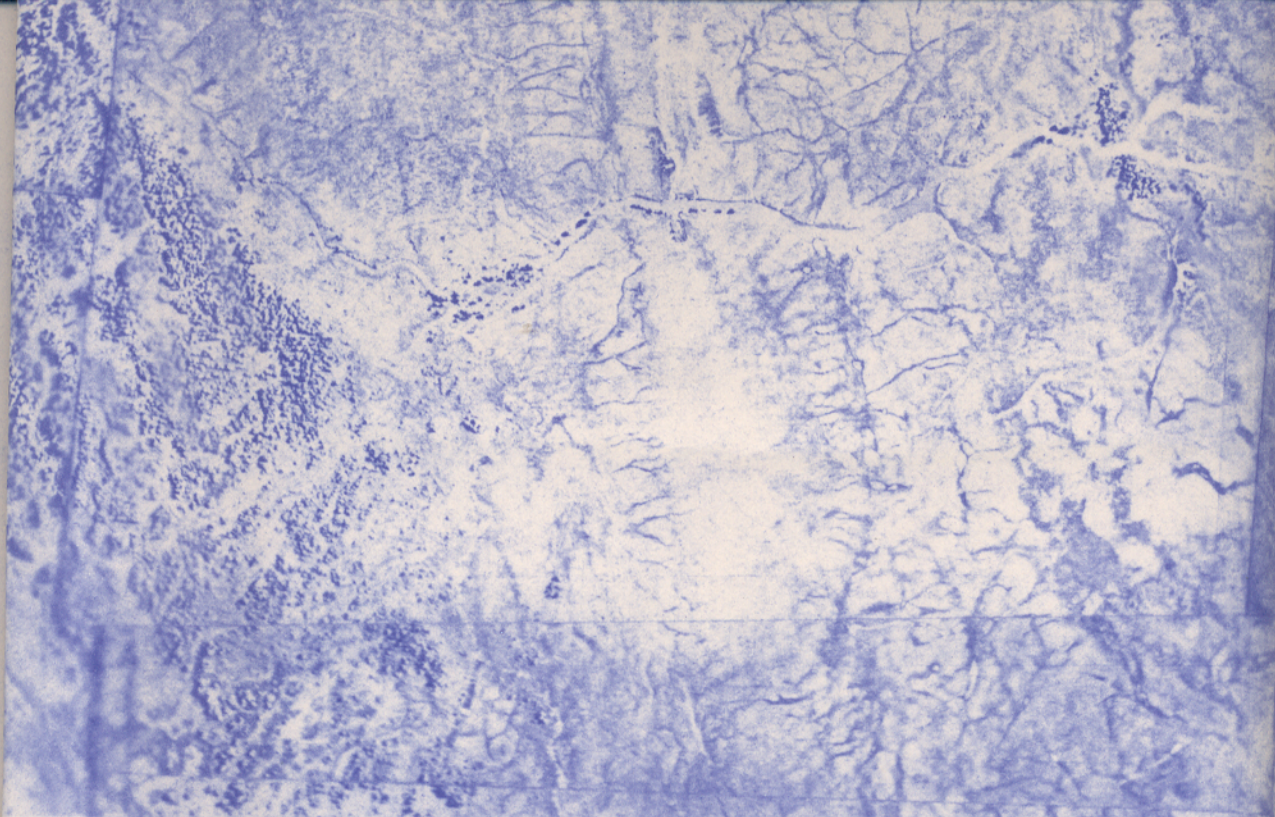
ESCALA APROXIMADA
1:20.000

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA
NA ÁREA EM 1979

18°
0' 31' 30"

0' 31' 45"

NM NG
*

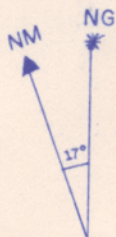
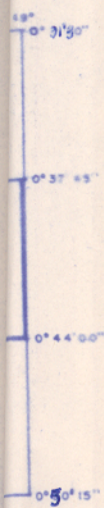


ESCALA APROXIMADA

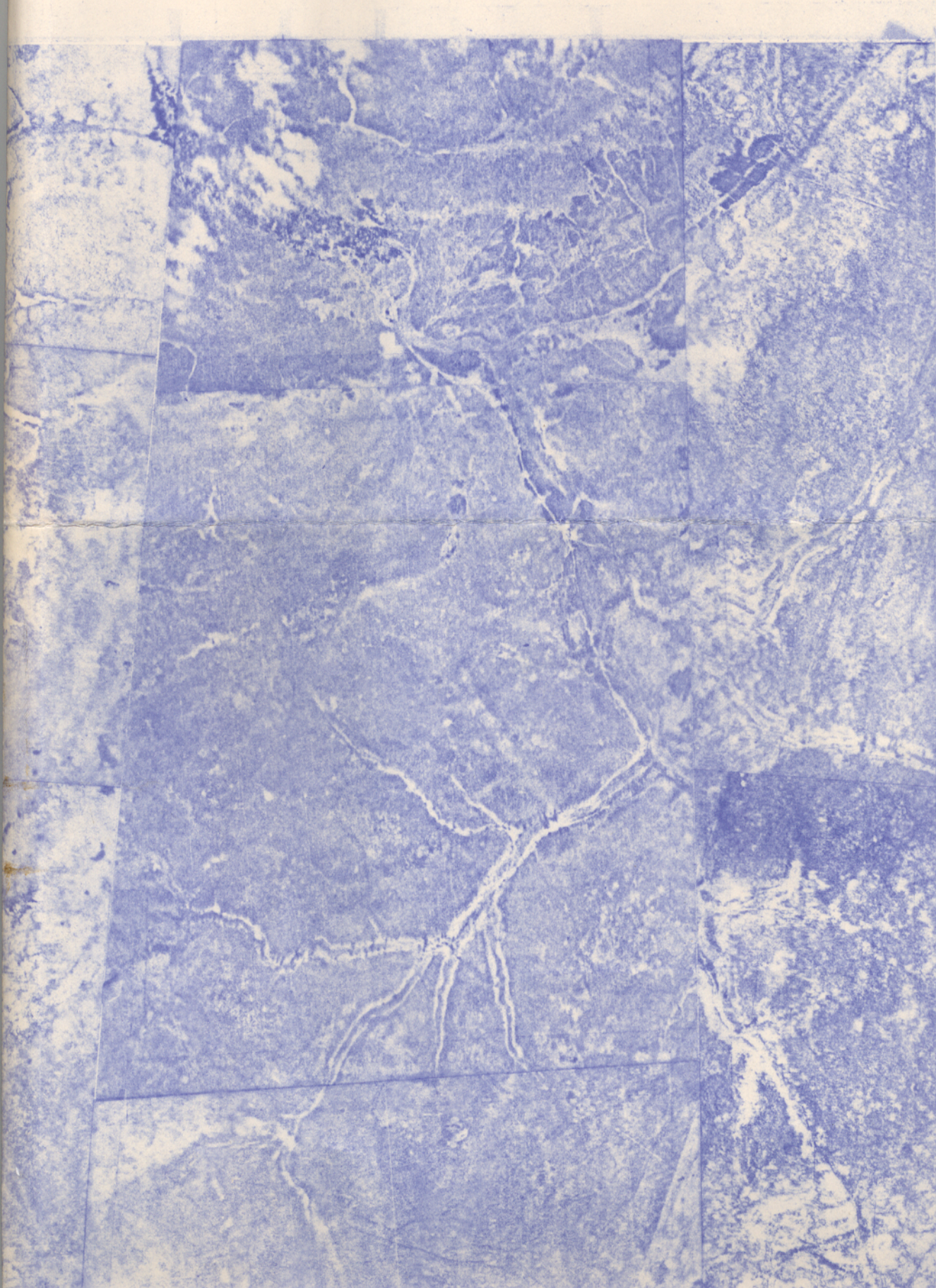
1:20.000

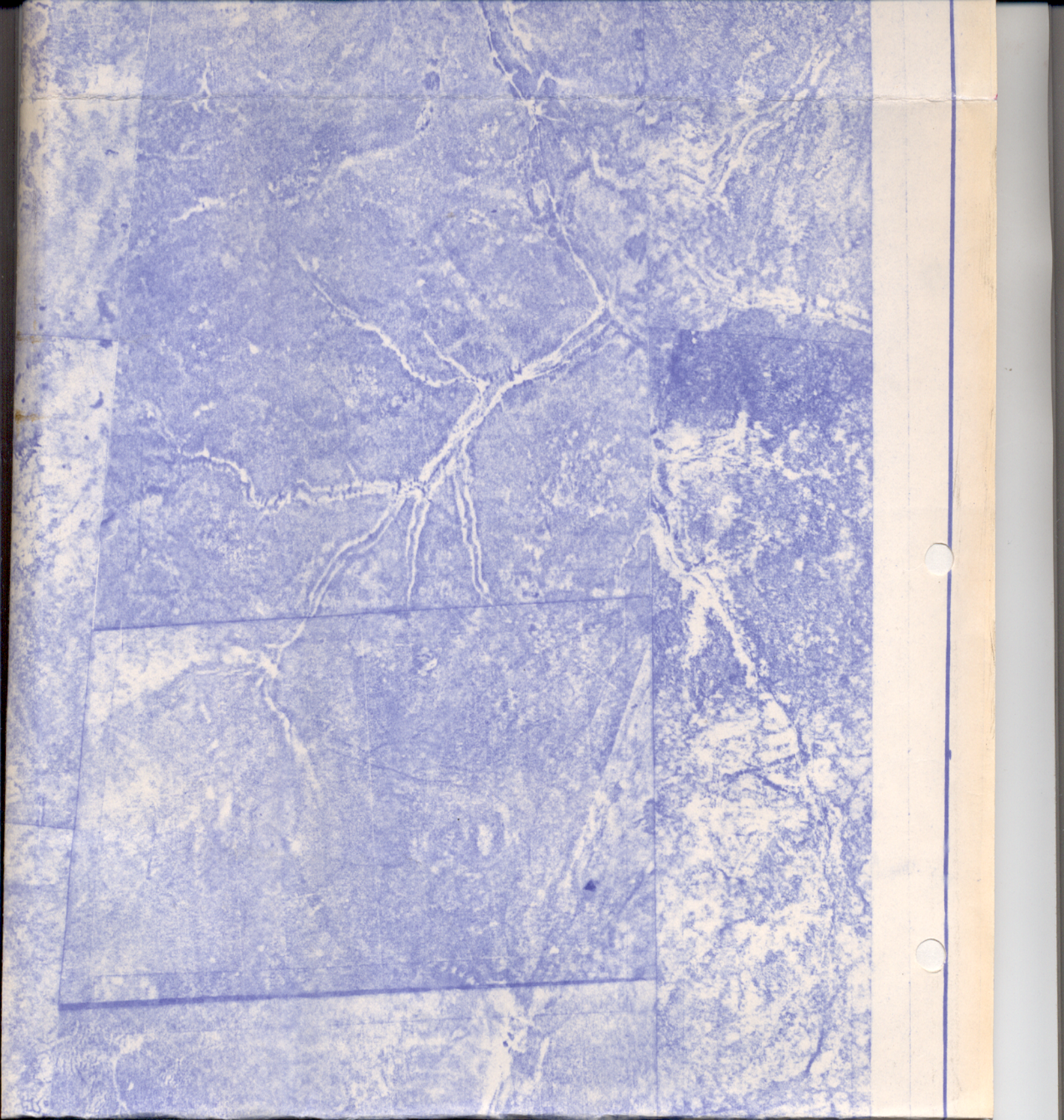
DECLINAÇÃO MAGNÉTICA


NA ÁREA EM 1979



MOSAICO FOTO - XEROX







PROJETO: RECURSOS HÍDRICOS DA ILHA DE MARAJÓ

ÁREA: LAGO ARARI

INSTITUIÇÃO: NCGG-UFPA

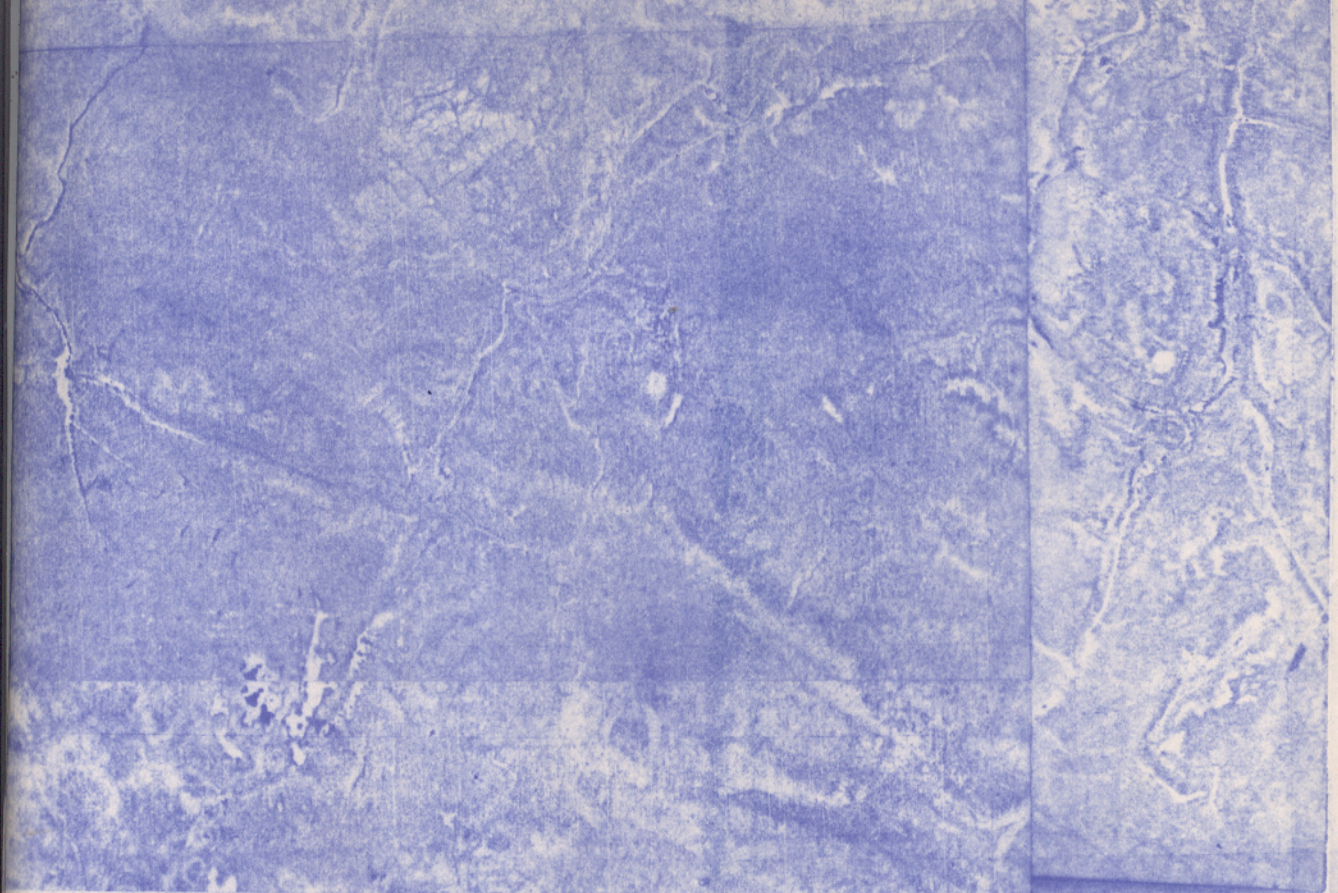
AUTOR: MILTON JOSÉ PORSANI (MESTRANDO EM GEOFÍSICA)

CO-AUTOR: PEDRO P. D. GUIMARÃES, (MESTRANDO EM GEOFÍSICA)

COLABORADORES: ADALBERTO C. LIMA. (DESENHISTA)

EDUARDO M. MACEDO (MECANÓGRAFO)

LUIS AUGUSTO M. AGUIAR (GRUANDO EM GEOLÓGIA)



PROJETO : RECURSOS HÍDRICOS DA ILHA DE MARAJÓ
ÁREA : LAGO ARARI
INSTITUIÇÃO : NCGG - UFPa
AUTOR : MILTON JOSÉ PORSANI (MESTRANDO EM GEOFÍSICA)
CO - AUTOR : PEDRO P. D. GUIMARÃES, (MESTRANDO EM GEOFÍSICA)
COLABORADORES : ADALBERTO C. LIMA, (DESENHISTA)
EDUARDO M. MACEDO (MECANÓGRAFO)
LUIS AUGUSTO M. AGUIAR (GRADUANDO EM GEOLOGIA)

1979

ANEXO 1 - Mapa-base da área de estudo a partir de fotografias aéreas.