

**INTERPRETAÇÃO QUANTITATIVA DE ANOMALIAS  
GRAVIMÉTRICAS AR-LIVRE DA MARGEM  
CONTINENTAL NORTE BRASILEIRA,  
SETOR NORDESTE**

por

**DAVID LOPES DE CASTRO**

Geólogo (Universidade Federal do Rio Grande do Norte – 1986)

Tese submetida como requisito parcial ao grau de

**MESTRE EM CIÊNCIAS**

em

**GEOFÍSICA**

ao

Colegiado do Curso de Pós-Graduação em

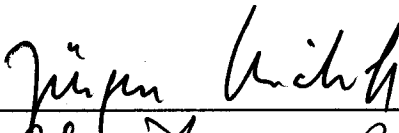
Geofísica

da

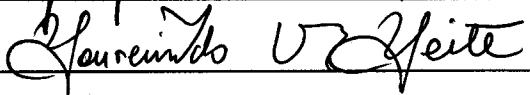
**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ**

Banca Examinadora :

Dr. Jurgen Bischoff (Orientador)

  
\_\_\_\_\_

Dr. Lourenildo Willame Barbosa Leite

  
\_\_\_\_\_

Dr. Marco Polo Pereira da Boa Hora

  
\_\_\_\_\_

Aprovado : 12/10/1990

**CASTRO, David Lopes de. Interpretação quantitativa de anomalias gravimétricas ar-livre da margem continental norte brasileira, setor nordeste. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 1990. 109 p. il.**

**Tese (Mestrado em Geofísica) – Curso de Pós-Graduação em Geofísica, Centro de Geociências, UFPa., 1990.**

**1. DADOS GRAVIMÉTRICOS – Margem Continental Brasileira. 2. INTERPRETAÇÃO DE ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS.**

## ÍNDICE

ÍNDICE .....	i
LISTA DE ILUSTRAÇÕES .....	iii
RESUMO .....	vii
ABSTRACT .....	ix
CAPÍTULO 1. Introdução .....	1
CAPÍTULO 2. Processamento dos Dados Potenciais Marinhos .....	5
2.1. Formatação das Fitas de Campo .....	5
2.2. Navegação .....	7
2.3. Correções Gravimétricas/Magnéticas e Batimetria .....	9
2.4. Fusão das Etapas do Processamento .....	11
2.5. Caracterização do Levantamento Geofísico .....	13
CAPÍTULO 3. Estudo Geológico/Geofísico da Área .....	16
3.1. Aspectos Geológicos e Geofísicos .....	16
3.1.1. Fisiografia .....	16
3.1.2. Geologia .....	18
3.2. Análise Qualitativa dos Dados .....	22
CAPÍTULO 4. Método de Interpretação Quantitativa .....	25
4.1. Modelo Direto .....	25
4.2. Formulação do Problema Inverso .....	28
4.3. Testes em Dados Sintéticos .....	31
CAPÍTULO 5. Interpretação dos Dados Observados .....	37

5.1. Vínculos do Modelo Geológico .....	37
5.2. Resultados Obtidos .....	39
5.2.1. Domínio do Número de Onda .....	39
5.2.2. Domínio do Espaço .....	42
5.3. Conclusões .....	46
AGRADECIMENTOS .....	50
BIBLIOGRAFIA .....	51
FIGURAS .....	54
ANEXOS : .....	109
– Mapa geológico da área estudada	

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### FIGURAS

Fig. 2.1. Fluxograma geral do processamento de dados geofísicos marinhos .....	55
Fig. 2.4.1. Exemplo de perfil diário .....	56
Fig. 2.4.2. Histogramas de erros de cruzamento .....	57
Fig. 2.4.3. Fluxograma geral do processamento de dados potenciais de levantamentos marinhos (OSU/CONMAR) .....	58
Fig. 2.5.1. Mapa de localização da área estudada pelo projeto EQUANT I .....	59
Fig. 2.5.2a. Localização das pernadas – pernada 1A .....	60
Fig. 2.5.2b. Localização das pernadas – pernada 2A .....	61
Fig. 2.5.2c. Localização das pernadas – pernada 3A .....	62
Fig. 2.5.2d. Localização das pernadas – pernada 4A .....	63
Fig. 3.1.1. Mapa geológico simplificado da área estudada (em anexo)	
Fig. 3.1.2. Principais feições fisiográficas da margem continental do tipo passiva .....	64
Fig. 3.1.3. Perfil batimétrico do guyot do Ceará .....	65
Fig. 3.1.4. Localização das bacias sedimentares da margem continental norte brasileira .....	66
Fig. 3.2.1. Traçado do navio – pernadas 1A, 2A, 3A, e 4A .....	67
Fig. 3.2.2. Mapa gravimétrico do levantamento EQUANT I .....	68
Fig. 3.2.3. Perfis rebatidos – gravimetria .....	69
Fig. 3.2.4. Mapa batimétrico do levantamento EQUANT I .....	70
Fig. 3.2.5. Perfis rebatidos – batimetria .....	71

Fig. 3.2.6. Perfis rebatidos – gravimetria. Pernadas 3A e 4A .....	72
Fig. 4.1.1. Anomalia gravimétrica perpendicular a margem continental passiva .....	73
Fig. 4.1.2. Anomalia teórica devida a margem continental passiva .....	74
Fig. 4.1.3. Anomalia calculada a partir de uma descontinuidade horizontal .....	75
Fig. 4.1.4. Transformada de Fourier contínua – $F_f(w)$ .....	76
Fig. 4.1.5. $f(w) = w \times F_f(w)$ .....	77
Fig. 4.1.6. Transformada de Fourier reduzida – $G(w)$ .....	78
Fig. 4.2.1. Fluxograma do método de poliedros flexíveis .....	79
Fig. 4.2.2. Ilustração das operações do Simplex para obter o mínimo de uma função objeto .	80
Fig. 4.3.1. Anomalia gravimétrica sintética obtida a partir do modelo geofísico .....	81
Fig. 4.3.2. Transformada de Fourier contínua .....	82
Fig. 4.3.3. Transformada de Fourier reduzida .....	83
Fig. 4.3.4. Funções $G(w)$ , $Dexp(w)$ e $Res(w)$ utilizadas para a análise espectral .....	84
Fig. 4.3.5. Janelas temporais aplicadas a $g_z(x)$ .....	85
Fig. 4.3.6. Função $g_z(x)$ expandida e multiplicada pela janela triangular .....	86
Fig. 4.3.7. Comparação entre $F_f(w)$ contínua e discreta .....	87
Fig. 4.3.8. Comparação entre $G(w)$ contínua e discreta .....	88
Fig. 4.3.9. Dados sintéticos calculados pelo modelo de margem continental passiva .....	89
Fig. 4.3.10. Comparação entre a anomalia teórica e a obtida pelo Simplex e seus respectivos modelos .....	90
Fig. 5.2.1. Relação entre a anomalia teórica e o efeito do talude continental .....	91
Fig. 5.2.2. Localização do perfil P3A05 – pernada 3A .....	92

Fig. 5.2.3. Anomalia gravimétrica e batimetria do perfil P3A05 .....	93
Fig. 5.2.4. $F_f(w)$ da anomalia observada .....	94
Fig. 5.2.5. Transformada reduzida $G(w)$ .....	95
Fig. 5.2.6. $F_f(w)$ da anomalia gravimétrica suavizada .....	96
Fig. 5.2.7. $G(w)$ obtida a partir da anomalia suavizada .....	97
Fig. 5.2.8. Perfil P3A05 ajustado pelo Simplex .....	98
Fig. 5.2.9. Funções $G(w)$ , $Dexp(w)$ e $Res(w)$ utilizadas para o cálculo dos parâmetros da descontinuidade .....	99
Fig. 5.2.10. Localização dos perfis selecionados para a aplicação do Simplex .....	100
Fig. 5.2.11a. Perfis selecionados – P1A13, P1A15, P1A27 e P1A56 .....	101
Fig. 5.2.11b. Perfis selecionados – P1A58, P2A31, P2A37 e P3A05 .....	102
Fig. 5.2.11c. Perfis selecionados – P3A24 e P3A28 .....	103
Fig. 5.2.12. Comparação entre as anomalias observada e calculada do perfil P1A13 e seu modelo teórico final .....	104
Fig. 5.2.13. Comparação entre as anomalias observada e calculada do perfil P1A56, sua batimetria e modelo final .....	105
Fig. 5.2.14. Comparação entre as anomalias observada e calculada do perfil P2A31, sua batimetria e modelo final .....	106
Fig. 5.2.15. Comparação entre as anomalias observada e calculada do perfil P3A28, sua batimetria e modelo final .....	107
Fig. 5.2.16. Relação entre o perfil P1A56 e a parte superior do modelo teórico .....	108

## TABELAS

Tab. 2.5.1. Resultados estatísticos obtidos da análise de erros de cruzamento .....	14
Tab. 4.3.1. Valores dos dados sintéticos e os parâmetros alcançados pela análise da transformada de Fourier contínua .....	32
Tab. 4.3.2. Comparação entre os parâmetros sintéticos e os obtidos pela transformada de Fourier discreta .....	33
Tab. 4.3.3. Parâmetros utilizados para gerar o modelo de margem continental passiva .....	34
Tab. 4.3.4. Relação entre o vetor de parâmetros iniciais e os resultados obtidos pelo Simplex	35
Tab. 5.2.1. Valores do modelo ajustado pelo Simplex e os resultados alcançados pela análise espectral .....	42
Tab. 5.2.2. Densidades médias obtidas para a crosta continental pelo processo de busca aleatória (Simplex) .....	46



# INTERPRETAÇÃO QUANTITATIVA DE ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS AR-LIVRE DA MARGEM CONTINENTAL NORTE BRASILEIRA, SETOR NORDESTE

(TESE DE MESTRADO : Out./90)

DAVID LOPES DE CASTRO  
Orientador : Dr. Jürgen H. Bischoff

*Departamento de Geofísica – Centro de Geociências/UFPa  
Caixa Postal 309 – Belém, PA, Brasil*

## RESUMO

Anomalias gravimétricas ar-livre de perfis perpendiculares a margem continental do tipo passiva apresentam uma configuração padrão. Esta configuração é, satisfatoriamente, explicada por um modelo geofísico formado por uma distribuição de descontinuidades horizontais bidimensionais.

Um processo automático de busca aleatória é proposto para a interpretação quantitativa dos dados. Através do método de poliedros flexíveis (Simplex), os parâmetros principais do modelo – o contraste de densidade, a profundidade, o rejeito e a localização de cada descontinuidade, puderam ser encontrados, admitindo uma relação número de pontos/número de parâmetros, a determinar, conveniente.

Sobre a região do talude, as anomalias ar-livre da margem continental podem ser explicadas por uma única descontinuidade horizontal (degrau simples); e tendo que a resposta dos dados gravimétricos no domínio do número de onda contém informações sobre esta anomalia, foi proposto um procedimento gráfico iterativo para a análise espectral deste sinal. Aplicando a transformada de Fourier é possível determinar a profundidade e o rejeito da descontinuidade, e conhecendo estes parâmetros a densidade é calculada unicamente.

O objetivo básico do uso destes procedimentos seria combinar os dois métodos de interpretação nos domínios do espaço e do número de onda, com a finalidade de obter soluções vinculadas mais plausíveis quanto ao contexto geológico esperado para a área estudada.

Os dois procedimentos de interpretação foram aplicados nas anomalias gravimétricas ar-livre da margem continental norte brasileira, setor nordeste, abrangendo os estados do Maranhão ao Rio Grande do Norte. As respectivas capacidade de resolução de cada procedimento foram então

analisadas.

Demonstrou-se que a inversão realizada diretamente no domínio do espaço é mais favorável na interpretação das anomalias ar-livre, embora o tratamento espectral seja relativamente mais simples.

# QUANTITATIVE INTERPRETATION OF FREE-AIR GRAVITY ANOMALIES OF THE NORTHERN BRAZILIAN CONTINENTAL MARGIN, NORTHEASTERN REGION

(MASTER THESIS : Oct./90)

DAVID LOPES DE CASTRO

Adviser : Dr. Jürgen H. Bischoff

*Departamento de Geofísica – Centro de Geociências/UFPa  
Caixa Postal 309 – Belém, PA, Brasil*

## ABSTRACT

Free-air gravity anomalies across continental margins of passive type present a general standard form. This form can be well explained by a distribution of simple horizontal two-dimensional discontinuities.

An automatic process of random search was proposed for quantitative interpretation of the data. Using the method of flexible polyhedron (Simplex), the main parameters of the model were estimated, considering a convenient ration between number of points/number of parameters to be determined.

The free-air gravity anomalies over the region of the continental slope can be explained by a single horizontal discontinuity (simple step) and, as the wavenumber domain has information about this anomaly, it was also proposed an iterative graphic procedure for the analysis of the amplitude spectral response for the anomalies. Applying the Fourier transform, it would possible to determine the depth and the off-set of this discontinuity, and, once these parameters are measured, the density is calculated.

The basic aim for studying these procedures was to combine the two methods of interpretation in the space and wavenumber domains, in order to obtain a more constrained solution to the geological structure of the studied area.

The two interpretative procedures discussed above were applied and their respective capacity of resolution were analysed, over the free-air gravity anomalies of profiles across the continental margin of northeast Brazil, covering the states of Maranhão to Rio Grande do Norte. The survey, called Project EQUANT I, LEG 1, was carried out during the period of August 27 to October 10,

1987, by the Oregon State University (OSU) using the oceanographic ship Prof. W. Besnard of the Oceanographic Institute of São Paulo University (USP).

It was demonstrated that the inversion done directly in the space domain is more favorable for the interpretation, even for typical anomalies, although the treatment in the spectral domain is relatively simpler.

## CAPÍTULO 1

### INTRODUÇÃO

O interesse na exploração sistemática das áreas submersas do globo, em busca de alimentos, combustíveis fósseis, recursos minerais e energéticos, impulsionou a intensificação das investigações científicas sobre estas áreas. Este esforço foi sobremaneira concentrado nas margens continentais, onde estão localizadas 90% do potencial econômico dos mares. Estas margens marcam a transição fisiográfica entre os continentes (crosta continental) e as bacias oceânicas (crosta oceânica) e representam apenas 16% da superfície coberta dos oceanos (Chaves, 1983).

No Brasil, as primeiras observações sobre a margem continental remontam aos anos de 1872 a 1876, com o cruzeiro do H.M.S. CHALLENGER. Porém, só a partir do início dos anos 60 foram intensificadas as investigações submarinas, envolvendo levantamentos sísmicos por reflexão rasa e refração, batimetria de precisão, magnetometria, gravimetria e navegação por satélite. Neste período, são responsáveis pela maioria dos levantamentos as seguintes instituições estrangeiras: Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI), United States Geological Survey (USGS) e o Lamont-Doherty Geological Observatory (LDGO).

Na segunda metade da década dos anos 60, as instituições nacionais começaram a manifestar interesse pela plataforma continental, que culminou em 1972 no Projeto REMAC (Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira), reunindo órgãos governamentais (ministérios da Marinha e Educação e Cultura), empresas estatais (Petrobrás, DNPM e CPRM) e universidades (Instituto Oceanográfico da USP, UFC, UFPE e UFRS). Desde então, a Petrobrás vem mantendo paralelamente trabalhos de pesquisa visando a exploração de hidrocarbonetos na área submersa.

Mais recentemente, foram realizados levantamentos geofísicos na costa brasileira pela Petrobrás, Ministério da Marinha e várias universidades, além de algumas instituições estrangeiras como Oregon State University (OSU), com o apoio logístico da Petrobrás.

Dentre os vários levantamentos marinhos realizados nos últimos anos, em especial, o levantamento gravimétrico/magnético e batimétrico (Projeto EQUANT I), executado pela Oregon State University usando o navio oceanográfico Prof. W. Besnard do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, forneceu os dados geofísicos necessários para a interpretação das anomalias

gravimétricas da margem continental norte brasileira. O levantamento foi realizado entre Agosto e Outubro de 1987 sobre parte da costa setentrional brasileira, indo desde São Luís (MA) a Natal (RN). Os dados deste projeto foram cedidos ao Centro de Geociências da UFPA, pelo Centro de Pesquisas e Desenvolvimento (CENPES) da Petrobrás, para seu processamento e interpretação.

A proposta principal deste trabalho foi processar e interpretar os perfis gravimétricos marinhos referentes ao Projeto EQUANT I. O procedimento adotado foi executar as várias etapas do processamento dos dados, bem como o modelamento e a interpretação quantitativa das anomalias. A metodologia para a realização destas tarefas inclui, mais especificamente, o processamento das informações da navegação, batimetria e gravimetria/magnetometria; a escolha do modelo sintético, que explique satisfatoriamente o sinal gravimétrico; e de um procedimento automático que ajuste o modelo proposto aos dados reais.

O processamento e apresentação dos dados potenciais e batimétricos foi feito com base em um conjunto de programas de computador desenvolvido pela Oregon State University. Como parte deste trabalho, tal conjunto de programas foi ampliado e adaptado para uso no sistema VAX/VMS 8600 da UFPA.

Para a escolha do modelo geofísico, foi importante observar que as anomalias gravimétricas ar-livre, obtidas em perfis perpendiculares a margem continental, apresentam um padrão predominante em toda a extensão da área. São anomalias positivas amplas e suaves sobre a plataforma continental, com rápido decaimento a partir da borda da plataforma acompanhando grosseiramente a inclinação do talude. Sobre o sopé continental as anomalias tendem a estabilizarem em um patamar negativo.

O modelo clássico de margem continental do tipo passiva, consagrado na literatura, parece ser capaz de explicar tal configuração padrão. Odegard & Berg (1965), entre outros, descrevem o modelo simples de descontinuidade horizontal, que servirá como a forma geométrica básica para o modelamento geofísico. A superposição de várias descontinuidades pode reconstituir o modelo da margem passiva e ajustar as anomalias gravimétricas da área.

A escolha deste modelo fica de acordo com a estratificação horizontal das crostas continental e oceânica, definida sistematicamente pela sismologia crustal. Além disso, a relação número de

pontos/número de parâmetros a determinar ainda é aceitável para os dados disponíveis. O aumento do número de parâmetros (ângulos, por exemplo) já comprometeria a estabilidade e mesmo a obtenção das soluções.

A interpretação quantitativa dos perfis anômalos foi realizada usando um processo automático de busca aleatória, mais especificamente, o método dos poliedros flexíveis – Simplex (Nelder & Mead, 1964). A partir de um vetor de parâmetros iniciais, o Simplex iterativamente minimiza uma função objeto através da busca aos parâmetros das descontinuidades (contraste de densidade, profundidade, rejeito e sua localização sobre o perfil), que melhor permitem o ajuste do modelo teórico aos dados reais. Vínculos geológicos são incorporados ao método para fazer com que o mesmo produza soluções aceitáveis do ponto de vista físico e geológico.

Faz parte da proposta deste trabalho a utilização da análise de Fourier para uma comparação entre o métodos de interpretação nos domínios do espaço e do número de onda. Como base para este estudo espectral, Odegard & Berg (1965) propuseram que o espectro de amplitude de anomalias gravimétricas devidas a um corpo de geometria simples contém informações sobre sua densidade, profundidade e extensão. Esta técnica admite apenas que uma única descontinuidade horizontal represente o modelo geofísico, o que pode torná-lo limitado quando for aplicado a dados reais.

Estes autores sugerem um procedimento gráfico para obter tais informações a partir da transformada de Fourier reduzida  $G(w)$ , plotada em gráfico semilogarítmico. Duas exponencias são ajustadas a função  $G(w)$ , cujas inclinações das porções lineares no gráfico semilogarítmico, são proporcionais a profundidade e ao rejeito da descontinuidade. Conhecendo estes dois parâmetros, o contraste de densidade é determinado. A transformada de Fourier contínua do modelo teórico foi recalculada, sendo que o resultado obtido apresentou uma melhor concordância com a transformada discreta calculada numericamente.

Dados sintéticos foram gerados a partir de modelos geofísicos para avaliar a eficácia dos dois processos de interpretação, nos domínios do número de onda (Odegard & Berg, 1965) e do espaço (Nelder & Mead, 1964). Os resultados obtidos mostram uma satisfatória aplicação conjunta dos métodos para ajustar as anomalias teóricas. Ou seja, a análise de Fourier ofereceria subsídios para limitar o intervalo de soluções possíveis obtidas pelo processo automático, quando aplicados

aos dados reais.

Porém, as respostas alcançadas pela análise espectral das anomalias gravimétricas observadas não foram suficientes para determinar os parâmetros do modelo. Possivelmente, a complexidade geológica que envolve a área estudada impossibilitou resultados mais satisfatórios. No entanto, o modelo clássico de margem passiva, constituído de várias descontinuidades, mostrou-se capaz de explicar a configuração padrão apresentada pelos perfis perpendiculares a margem continental nordeste, e o método de busca aleatória se mostrou útil na minimização da função objeto escolhida, ajustando as anomalias calculadas aos dados gravimétricos selecionados.



## CAPÍTULO 2

### PROCESSAMENTO DOS DADOS POTENCIAIS MARINHOS

Os levantamentos geofísicos marinhos requerem uma coleta de dados contínua ao longo do perfil, de tal forma que tanto a sua aquisição como a localização dos pontos de amostragem devem ser realizadas automaticamente durante o deslocamento do navio sobre a área estudada.

Neste capítulo será descrito o procedimento para o processamento dos dados de campo potencial, desde a aquisição das fitas de campo, verificação dos dados e formatação dos registros, até a fusão de todas as informações em uma única fita magnética e também a apresentação dos resultados na forma de perfis das anomalias gravimétricas ar-livre e magnéticas, perfis rebatidos, curvas batimétricas e mapas de contorno (fig. 2.1). Este procedimento é baseado em um pacote de programas de computador cedido à Petrobrás pela Oregon State University / Continental Margins Study Group (OSU/CONMAR) e repassado a nossa instituição (UFPA), com a finalidade de adaptar, ampliar e implementar o pacote ao seu sistema VAX/VMS 8600.

As características do levantamento geofísico do projeto EQUANT I são apresentadas na parte final deste capítulo. Tal levantamento, realizado na costa nordestina, forneceu os dados em fitas magnéticas com as informações necessárias para o desenvolvimento deste trabalho. Estão descritas também as etapas do processamento aplicadas aos dados. A apresentação dos procedimentos utilizados para processar e formatar os dados, bem como o tipo de registro das informações observadas está baseada nos fluxogramas do pacote de programas da OSU/CONMAR, e que foram aplicados no Projeto EQUANT I.

Apesar de que nas fases de modelamento e interpretação sejam utilizadas apenas as informações das anomalias gravimétricas ar-livre, durante a apresentação do processamento e do levantamento geofísico, a parte relacionada a magnetometria também será mencionada, uma vez que nesta etapa os métodos potenciais são levantados e tratados de forma integrada.

#### 2.1. Formatação das Fitas de Campo

Os dados são registrados em fitas magnéticas que contêm informações da navegação, as medidas do gravímetro e do magnetômetro e a data e o horário de quando a medida é realizada.

No total são fornecidas três fitas de campo: (i) Navegação; (ii) Batimetria; e (iii) Gravimetria/magnetometria. Para cada um destes grupos existe um procedimento próprio para o registro dos dados, que podem ser gravados de forma digital ou analógico. As medidas registradas nas fitas magnéticas (ou fitas de campo) apresentam, em comum, a data e o horário do registro, o que possibilitará a fusão de todas as informações em uma única fita, na etapa final do processamento.

Os formatos utilizados nos arquivos de dados dos programas do pacote do OSU / CONMAR, para as quatro fitas do levantamento marinho supracitadas, são apresentados a seguir, com a sequência de informações neles contidas.

– Fita de Navegação (formato ARGO):

. A('1',26X,I2.2,I3.3,1X,3I2.2,8X,A1,I3,I2.2,I4.4,A1,I3.3,I2.2,I4.4,A1)

. Sequência de informações: ano, dia do ano, hora, minuto, segundo, tipo do registro, latitude: grau, minuto, segundo, sinal('+' norte, '-' sul), longitude: grau, minuto, segundo, sinal('+' leste, '-' oeste).

– Fita de Gravimetria/magnetometria:

. A(I1,A8,5X,4I2,I5,33X,I6,24X,I7)

. Sequência de informações: tipo de registro, denominação do cruzeiro, ano, mês, dia do mês, hora, minuto, observação magnética, observação gravimétrica.

– Fita de Batimetria:

. A(2X,5(I2,1X),3X,F7.1)

. Sequência de informações: ano, mês, dia do mês, hora, minuto, tempo duplo de percurso.

– Fita de fusão dos dados (formato MGD77):

. A('3',A8,5X,4I2,F5.3,F8.5,F9.5,I1,F6.4,F6.1I2,I1,3F6.1,'1',F5.1,'+0000',F7.1,F6.1,F5.1,'999999991999')

. Sequência de informações: denominação do cruzeiro, ano, mês, dia do mês, hora, minuto, segundo, latitude, longitude, tipo do registro, tempo duplo de viagem, profundidade em metros, observação magnética, anomalia magnética, observação gravimétrica, correção de Eötvös, anomalia

gravimétrica.

onde I é a especificação de variável inteira, F variável real, A variável de caractere e X representa espaços vazios.

## 2.2. Navegação

Na geofísica marinha, para a localização correta da área estudada, é necessário um sistema de navegação preciso para a obtenção das coordenadas dos pontos de medida com o menor erro possível.

A localização dos pontos fiduciais é realizada através de diferentes sistemas de navegação automática, que geralmente fornecem as latitudes e longitudes dos pontos amostrados. As bases destes sistemas são a radionavegação, o posicionamento calculado (Doppler sonar, inercial e girocompasso) e a navegação por satélite.

São três os métodos clássicos para determinar a localização do navio (Sheriff, 1974):

(1) Pilotagem. É a determinação da posição da embarcação por observação de pontos geograficamente notáveis. São usados os métodos de radionavegação, que utilizam as diferentes porções do espectro eletromagnético, desde as frequências muito altas (3000 MHz) até frequências baixas (100 KHz).

(2) Posicionamento calculado. É o cálculo da localização a partir do conhecimento do ponto inicial da viagem, da velocidade e curso do navio, com a ajuda do girocompasso e medidas de velocidade (velocímetros e inclinômetros), preferencialmente apoiados por um Doppler sonar.

(3) Navegação por satélite. Determina a posição atual do observador medindo o deslocamento Doppler captado de um satélite em órbita conhecida, pela transmissão de ondas de rádio. Uma limitação importante deste sistema é que a localização do navio é feita pontualmente, ou seja, só é obtida quando o satélite passa sobre a embarcação, ocasionando um intervalo de até algumas horas entre duas medidas.

Diferentes sistemas de posicionamento por satélite são empregados mundialmente para diversos fins (militares, comerciais e científicos). Cada sistema é formado por um conjunto de satélites interligados com órbitas regulares e conhecidas e com altitudes acima de 1000 km. Todos

eles se baseam na medida do deslocamento Doppler dos sinais de rádio transmitidos pelos satélites. O receptor do navio compara o sinal incidente com sua frequência interna de referência e determina uma mudança contínua no deslocamento Doppler. Com o conhecimento das posições do satélite e a posição calculada do navio (seu rumo e velocidades), as distâncias entre a embarcação e o satélite podem ser determinadas várias vezes durante a passagem do satélite sobre o horizonte de rádio do observador. Uma complicada geometria orbital obtém a localização do navio, gerando um ponto fixo (Langerrar, 1984). Os sistemas mais utilizados nos levantamentos marinhos são o ARGO, GPS (Global Positioning System) e TRANSIT ou NNSS (Navy Navigation Satellite System).

As navegações por satélite e por posicionamento calculado são aplicadas conjuntamente para aumentar a precisão da localização. A radionavegação pode também ser combinada com a navegação por satélite, diminuindo as limitações de cada método aplicado isoladamente. Estas combinações constituem um sistema integrado de navegação. No geral, o sistema é formado por: (i) um receptor para os sinais do satélite, onde se determina um ponto fixo e regula o posicionamento calculado; (ii) girocompassos para a determinação do rumo da embarcação; (iii) velocímetros que medem as velocidades do som na água; (iv) inclinômetros que registram as referências verticais do navio; e o Doppler sonar para o cálculo das velocidades relativas nas coordenadas da embarcação (Langerrar, 1984).

O sistema integrado usado no levantamento do projeto EQUANT I foi o posicionamento calculado associado a navegação por satélite. Os três sistemas de posicionamento por satélite supracitados (ARGO, GPS e TRANSIT) foram monitorados conjuntamente durante o levantamento. Tal procedimento serve para evitar que problemas técnicos na recepção do sinal de um dos sistemas deixe uma parte do levantamento sem informações acuradas da localização das medidas. Neste levantamento foi adotado como sistema principal o ARGO e os secundários o GPS e o TRANSIT, nesta ordem.

Em linhas gerais, o processamento dos dados da navegação é iniciado com a aquisição da uma fita de campo que contém as informações de navegação nos sistemas ARGO e GPS e outra com as informações no sistema TRANSIT.

Na fita ARGO/GPS são registrados os dados dos dois sistemas, onde são plotados separadamente os deslocamentos do navio, verificados os erros relacionados com o tempo, removidos

registros ruins e criados arquivos de dados com ruído aceitável e com um formato específico, denominado formato ARGO (ver item 2.1). Os dados do sistema GPS são convertidos para o formato ARGO.

Para os sistema TRANSIT são gerados arquivos com formato específico (formato TRANSIT), que após ser corrigida a deriva entre os pontos fixos, os arquivos são convertidos para o formato ARGO. Se faltarem pontos fixos, eles serão calculados teoricamente e incorporados no arquivo TRANSIT, que por sua vez sofre uma correção da deriva e serão convertidos para o formato ARGO.

Se for necessário que algum segmento do sistema ARGO tenha que ser trocado, então o mesmo é removido e substituído por segmentos equivalentes dos dados do TRANSIT e/ou GPS. O procedimento é repetido até se obter um arquivo de navegação satisfatório. Neste arquivo aplicam-se interpolações nos valores de latitude e longitude, obtendo-se o arquivo de navegação filtrado e indexado, que é então utilizado para a localização dos dados gravimétricos e magnéticos e para o cálculo da correção de Eötvös. Se houver outras pernas no levantamento é criado um arquivo de navegação geral.

### **2.3. Correções Gravimétricas/Magnéticas e Batimetria**

Nos diferentes métodos geofísicos, os sensores devem ser adaptados às condições dos trabalhos no mar. Na gravimetria é necessário fazer adaptações no gravímetro, com o intuito de eliminar os efeitos dos deslocamentos e movimentos que o navio sofre durante o levantamento. Já a magnetometria não apresenta maiores dificuldades, devendo-se apenas manter uma distância mínima entre o magnetômetro e as partes metálicas do navio de modo a que estas não afetem as medidas.

Na aquisição automática dos dados gravimétricos várias acelerações surgem devido ao deslocamento do navio e do movimento das ondas e maré. Como não existe um princípio físico para separá-las da aceleração gravitacional desejada, deve-se removê-las acoplando ao gravímetro uma plataforma estabilizadora e calculando-se as acelerações verticais e horizontais do navio. Este procedimento constitui um pré-processamento dos dados de campo, devendo os mesmos serem apresentados com estas acelerações já retiradas.

Existem vários tipos de gravímetros marinhos, porém apenas o gravímetro de mola (sistema instável) adaptado do LaCoste & Romberg terrestre será mencionado aqui porque é o sistema que foi utilizado no levantamento EQUANT I. O sensor deste gravímetro é fortemente amortecido, com oscilação livre e período de três minutos, e é montado sobre uma plataforma estabilizadora.

Aos dados obtidos devem ser aplicadas as seguintes correções nas medidas gravimétricas: (i) Correção de latitude; (ii) Correção da deriva do gravímetro; e (iii) Correção de Eötvös.

A correção de latitude é aplicada nas medidas visto que a aceleração gravitacional varia proporcionalmente com a latitude do ponto de medida, portanto deve-se eliminar este efeito dos dados gravimétricos. Esta correção utiliza as informações obtidas da navegação, e é dada por (Silva, 1986),

$$L = 0,814 \operatorname{sen} (2\alpha) \quad (\text{mgal/km}), \quad (1)$$

onde L é a correção de latitude e  $\alpha$  representa a latitude

A correção da deriva do gravímetro é relacionada as mudanças no sistema mecânico do sensor (fadiga da mola) e que é calculada através da inclinação da curva criada pelos valores medidos no porto (base gravimétrica) a cada pernada.

A correção de Eötvös é devido ao movimento de rotação da Terra, que provoca, em uma plataforma móvel, o surgimento de uma aceleração centrífuga cuja componente vertical é adicionada a aceleração gravitacional medida. Visto que o gravímetro é deslocado com uma determinada velocidade, as medidas são acrescidas de uma nova componente imbutida na aceleração gravitacional. Este efeito é removido a partir de uma formulação (Dehlinger, 1978),

$$E = 7,5 v \cos \alpha \operatorname{sen} \beta + 0,004 v^2 \quad (\text{mgal}), \quad (2)$$

onde E = correção de Eötvös, v = velocidade do navio em nós,  $\alpha$  = latitude e  $\beta$  = rumo do navio (medido a partir do norte, no sentido horário). Para o cálculo desta correção é levado em consideração a velocidade e o rumo do navio, bem como sua latitude. Esta correção é realizada a partir dos dados obtidos da navegação.

Na magnetometria, a aquisição automática dos dados é feita em intervalos de um mi-

nuto, com registros analógicos ou digitais do campo magnético terrestre total. O magnetômetro usualmente utilizado é o de precessão atômica de protons, acoplado a embarcação por um cabo de algumas centenas de metros, mantendo o aparelho sensor a uma distância mínima, na maioria dos casos, de pelos menos três vezes o comprimento do navio, para que suas partes metálicas não interfiram no sinal medido (Chaves, 1983). Os dados sofrem a correção do IGRF e variação diurna. São eliminados os dados espúrios e aqueles associados a tempestades magnéticas ocorridas durante o levantamento.

O processamento das fitas magnéticas que contêm os registros gravimétricos e magnéticos é inicializado com a seleção dos dados que apresentem o intervalo de tempo requerido, ou seja, no caso do Projeto EQUANT I, um minuto para a magnetometria e três minutos para a gravimetria. Também é calculada a deriva (fadiga da mola) do gravímetro e corrigida nas observações gravimétricas. Além disso, é formado o arquivo final dos dados, onde cada registro contém os valores medidos, bem como a data e o horário de cada medida. Estes registros são reunidos aos de navegação e batimetria para gerar o arquivo (ou fita) final do processamento.

A batimetria é processada a partir de cartas batimétricas ou registros digitais. São usados ecobatímetros, que registram o tempo duplo de percurso das ondas sísmicas longitudinais do sensor ao fundo do mar. Os registros quando analógicos são digitalizados, com intervalos de um minuto (Projeto EQUANT I). São criados arquivos com as informações da batimetria e a data e horário do registro. São plotados perfis (profundidade X tempo) e comparados com cartas de navegação e batimétricas, se algum erro for observado os dados podem ser redigitalizados ou feita a correção necessária.

#### **2.4. Fusão das Etapas Anteriores**

Os arquivos com a navegação, gravimetria e/ou magnetometria e batimetria são reunidos em um único arquivo final, pronto para a apresentação e interpretação dos dados. Através das datas e horários coincidentes, as informações destes arquivos serão reunidas em registros definitivos, com intervalos de um minuto e formato do tipo MGD77 (ver item 2.1).

Durante esta fase do processamento, as observações gravimétricas de campo total sofrem as correções de latitude, deriva e Eötvös e são calculados os valores das anomalias ar-livre. Na

magnetometria é medida a componente total do campo magnético terrestre e após a subtração do IGRF (1985), extrapolado para a data do levantamento, obtém-se as anomalias magnéticas. Estas observações e suas respectivas anomalias são dispostas no registro juntamente com sua localização geográfica e o momento da medida.

Os dados de tempo duplo de percurso da batimetria são transformados em profundidades (em metros) do fundo do mar, sendo incorporados as informações anteriores para criar o registro final dos dados de campo.

Os dados são plotados em perfis diários (anomalia X tempo) (fig. 2.4.1). São localizados e removidos os dados ruidosos e tempestades magnéticas. Os espaços em branco nos registros, deixados pelos dados removidos e pelo espaçamento de três minutos da gravimetria, são preenchidos pelo dígito 9 (nove), segundo especificações do formato MGD77.

A última fase do processamento é a análise qualitativa e a apresentação gráfica dos dados. Esta análise é uma estimativa estatística dos erros de cruzamento dos dados medidos (gravimetria, magnetometria e batimetria) no mesmo ponto de observação, registrados mais de uma vez durante toda a pernada. Os resultados estatísticos são apresentados na forma de histogramas das amplitudes (ou diferenças) dos erros de cruzamento (fig. 2.4.2), além do cálculo dos valores do erro médio e erro médio quadrático para cada pernada.

Por fim, a apresentação gráfica das anomalias é na forma de perfis individuais, perfis rebatidos e mapas de contorno. Para tanto conta-se com dois pacotes de programas: um que gera uma malha regular e os níveis de contorno para o conjunto de dados; e outro pacote que além de plotar os mapas de contorno, plota também a rota (ou deslocamento) do navio na área mapeada e os perfis rebatidos. Outro programa seleciona e plota os perfis de cada pernada, dando também sua localização e extensão em quilômetros.

Com os mapas e perfis, há uma nova verificação nos registros. Se ainda houver dados ruins retorna-se no processamento e realiza-se as correções devidas. A partir deste ponto pode-se então passar para as etapas de modelamento e interpretação das anomalias.

O fluxograma geral das etapas do processamento supracitadas é apresentado, de forma reduzida, na figura 2.4.3.



Por fim, o conjunto de programas, que realiza as etapas esquematizadas no fluxograma da figura 2.4.3, foi implementado ao sistema VAX/VMS 8600. Dados sintéticos foram gerados com a finalidade de testar as partes do pacote referentes a gravimetria, batimetria, algumas etapas da navegação e a fusão e apresentação dos dados. Posteriormente, Os programas testados foram aplicados aos dados reais do levantamento EQUANT I. Houve a necessidade de incrementar ao pacote programas para gerar perfis rebatidos da gravimetria e batimetria, bem como para separar e desenhar tais perfis isoladamente, além de traçar os principais limites geográficos próximos ao levantamento, no mapa do traçado do navio. A parte de malha regular e contorno foi substituída pelo pacote de mapa de contorno do Prof. Dr. Douglas P. O'Brien, que é baseado no método de curvatura mínima (Briggs, 1974), já implementado no sistema. Os textos presentes nos gráficos criados após o processamento foram modificados e traduzidos para o português.

## 2.5. Caracterização do Levantamento

Os dados gravimétricos e magnéticos da área estudada foram coletados durante o levantamento geofísico denominado Equatorial Atlantic (EQUANT) I, LEG 1 e realizado no período de 27/08 a 21/10 de 1987. A Oregon State University (OSU/CONMAR) foi a instituição responsável pelos trabalhos de campo, com a utilização do N.Oc. Prof. W. Besnard, pertencente ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. Os dados estão atualmente disponíveis no CENPES (Petrobrás) e na UFPA.

O levantamento constou de quatro pernas (1A, 2A, 3A e 4A), que cobriram a margem continental equatorial brasileira, no seu setor nordeste, percorrendo os estados do Maranhão até o Rio Grande do Norte. Os limites geográficos da área são os paralelos  $1^{\circ}00'$  e  $5^{\circ}30'$  de latitude sul e os meridianos  $34^{\circ}50'$  e  $44^{\circ}00'$  de longitude oeste (fig. 2.5.1). A cidade de Fortaleza (CE) serviu de base para todo o levantamento e de onde partiram as pernas. A figura 2.5.2. mostra o traçado do navio para cada perna.

O traçado da embarcação foi registrado por um sistema integrado de navegação, sendo ARGO o principal e o GPS e o TRANSIT os secundários. Os dados gravimétricos foram obtidos através do gravímetro LaCoste & Romberg S-42 acoplado a uma plataforma estabilizadora e com período de oscilação de três minutos. A base gravimétrica está localizada em Fortaleza, onde foi calculada a deriva do gravímetro em  $-0.030$  mgal/dia. Os dados magnéticos foram registrados

analogicamente por um magnetômetro de precessão atômica de protons (Geometrics G801/3), com a correção do IGRF – 1985 calculada para cada estação. Finalmente, a batimetria foi obtida através de registros analógicos do ecobatímetro de alta frequência RAYTHEON PTR-105B & LSR-1807 M 12 KHz.

Todos estes dados foram enviados já processados e dispostos em fita magnética, separados em quatro arquivos correspondentes ao número de pernadas realizadas. Os registros apresentam intervalos de um minuto, com os espaços em branco preenchidos pelo dígito 9 (nove) e formato do tipo MGD77. Cada arquivo contém um cabeçalho com informações gerais sobre o levantamento, especificações sobre os aparelhos sensores e tipos de registro.

A apresentação gráfica dos dados e a análise qualitativa dos erros de cruzamento foram as únicas etapas do processamento aplicadas aos registrados. Visto que as etapas anteriores já tinham sido executadas antes dos dados chegarem a nossa instituição.

Na tabela 2.5.1 são mostrados os resultados estatísticos da análise dos erros de cruzamento da batimetria e magnetometria, realizados para cada pernada em separado. O erro médio na batimetria varia entre 1,8 a 17,9 m com o erro médio quadrático (E.M.Q.) atingindo no máximo 36,3 m na primeira pernada, onde houveram cruzamentos com diferenças de até 100 m entre duas medidas. A magnetometria apresentou no geral um erro médio sempre maior, variando de 19,0 a 51,9 nT e ocorrendo diferenças de até 168,2 nT na terceira pernada. O E.M.Q. neste caso foi de 66,0 nT, contrastando com 21,5 nT da primeira pernada, onde o erro máximo foi de 40 nT.

Tabela 2.5.1. Resultados estatísticos da análise dos erros ocorridos nos cruzamentos das medidas.

Documentação Estatística	Número da pernada							
	1A		2A		3A		4A	
	Bat.	Mag.	Bat.	Mag.	Bat.	Mag.	Bat.	Mag.
N <sup>o</sup> de cruzamentos	22,0	14,0	17,0	8,0	28,0	27,0	19,0	11,0
Erro de cruz. médio	17,9	19,0	7,6	39,8	8,5	51,9	1,8	22,1
E.M.Q.	36,3	21,5	13,3	42,1	15,9	66,0	2,5	34,8

A partir destes resultados tem-se uma idéia do erro contido nos dados, ou seja, na batime-

tria o intervalo de imprecisão da medida para o valor real da profundidade não deve ser maior que 10 m, na maioria dos casos. Quanto a magnetometria, o erro contido nos dados é de maior amplitude e sua distribuição mais irregular que na batimetria, devido talvez aos inúmeros fatores externos (variações diurnas e tempestades magnéticas) que afetam as medidas, bem como as limitações das correções que são aplicadas para eliminar tais efeitos. Infelizmente, nenhuma análise deste tipo foi realizada nos dados gravimétricos, porque não foi detectado cruzamentos entre as medidas, possivelmente devido ao maior espaçamento na coleta destas informações.

Novamente, todo o tratamento dispensado aos dados magnéticos serviu apenas para completar e exemplificar a fase de processamento e apresentação dos dados de campo potencial. Para as etapas do modelamento e interpretação serão consideradas somente as anomalias gravimétricas ar-livre da área.

## CAPÍTULO 3

### ESTUDO GEOLÓGICO / GEOFÍSICO DA ÁREA

#### 3.1. Aspectos Geológicos e Geofísicos

A área em estudo está situada no setor nordeste da Margem Continental Norte Brasileira, abrangendo as bacias sedimentares costeiras do Ceará, Potiguar, Barreirinhas e Piauí, além dos altos interbaciais do Ceará e de Fortaleza e do Alto Atlântico. A área coberta inclui a margem continental em toda sua extensão, indo desde a plataforma e talude até o sopé continental.

O caráter submerso da margem continental oferece obstáculo decisivo a observação direta da sua geologia. Portanto, as informações disponíveis na literatura são, na sua grande maioria, obtidas através de métodos indiretos como a geofísica ou por métodos de sondagens. Tais informações são referentes a dados de levantamentos de linhas de reflexão sísmica de multicanal e de perfurações de poços realizados por parte da Petrobrás, além de dados gravimétricos e magnéticos, subsidiariamente.

Para regiões de águas profundas, os dados coletados através de levantamentos geofísicos (reflexão sísmica de monocal, refração sísmica, gravimetria e magnetometria) e perfurações, amostragem com testemunhador de pistão e dragagens, foram adquiridos pelo Projeto REMAC no período de 1972 a 1978 (Asmus, 1984).

Uma coletânea das publicações sobre a margem continental brasileira e as bacias oceânicas adjacentes está descrita na parte Área Oceânica (capítulos de X a XII) do Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente (Escala 1: 2500000) (Asmus et al., 1984), que serve como base para a descrição da fisiografia e geologia da região. A figura 3.1.1 (em anexo) mostra o mapa geológico simplificado, as principais feições fisiográficas e as colunas estratigráficas das bacias costeiras presentes na área.

##### 3.1.1. Fisiografia

De acordo com seu aspecto morfológico, a margem continental norte brasileira é separada nitidamente em plataforma, talude e sopé, além de apresentar outras feições como colinas e montes submarinos, platôs e cadeias marginais. Do ponto de vista estritamente fisiográfico, Palma (1984)

caracteriza a margem continental brasileira como do tipo atlântico, passiva ou rifteada (Duarte, 1988). Esta classificação está de acordo com a descrição das margens passivas do tipo rifteada apresentada, por exemplo, em Bott (1982). A seguir são descritas as principais feições fisiográficas da margem continental que ocorrem na área (fig. 3.1.2).

A plataforma continental constitui uma planície de largura variável, sub-horizonta, que se estende da face de praia até o limite com o talude, marcada por uma linha ou zona de brusco aumento de declividade – a quebra ou borda da plataforma (Palma, 1984). Na parte norte, apresenta uma largura média em torno de 100 km, que aumenta para noroeste atingindo 350 km na fronteira ao Golfão Amazônico. O limite externo ou quebra da plataforma na região situa-se a profundidades entre 75 a 80 m.

O relevo atual não excede 40 m de desnível e resulta da interação das condições hidrodinâmicas (ou seja, das características da circulação oceânica) que prevalecem desde o início da transgressão holocênica, da natureza da cobertura sedimentar pré-transgressiva e do aporte do material terrígeno. É nos fundos arenosos e inconsolidados, predominantes na plataforma a norte do Rio Parnaíba e ao largo do Ceará, que se observa o maior efeito da circulação oceânica no relevo da plataforma, com formação de feições como cristas e ondas de areia, bancos e escarpas arenosas.

No limite ocidental da área, bancos de areia transversais ou oblíquos em relação ao litoral tem sido interpretados como produtos do recuo de estuário em frente do Golfão Maranhense.

O talude continental é formado por uma encosta, em geral estreita, que se inclina na borda da plataforma até profundidades variáveis entre 2000 a 3200 m. O relevo caracteriza-se por uma declividade acentuada (de 4 a 12 graus) na sua parte superior, que se atenua para 1.5 a 2 graus, em média, na parte inferior. As inclinações variam regionalmente condicionadas por diferenças no regime de sedimentação e por feições estruturais específicas.

Perfis sísmicos transversais ao talude, interpretados por Damuth & Palma (1979), indicam grandes movimentos de massa formando depósitos, que ocorrem no segmento inferior do talude, desde o cone do Amazonas até Recife. Segundo Costa et al. (1976), tais movimentos são pré-holocênicos, tendo cessado após o final da última glaciação pleistocênica, devido ao início de um período interglacial, com a elevação do nível do mar, recuo das desembocaduras dos rios e

a consequente inibição do suprimento do material terrígeno para além da plataforma continental (Palma, 1984).

Sobre o talude continental e a norte de Fortaleza, surge o terraço do Ceará situado a profundidades de 2000 a 2500 m. É uma feição sub-horizantal que forma um platô marginal de pequenas dimensões.

O sopé continental é constituído pela superfície de uma cunha de sedimentos, que se inclina desde a base do talude continental até profundidades abissais. Esta cunha resulta predominantemente da deposição de material terrígeno da plataforma, transportados por fluxos gravitacionais de massa que se iniciam de preferência no talude continental.

O limite do talude para o sopé é, em geral, bem definido por uma nítida diminuição de gradiente de inclinação. A passagem para o fundo oceânico é marcada por outro decréscimo para gradientes regionais menores, mais característicos do fundo abissal.

Segundo Damuth & Palma (1979), o sopé continental da região Norte tem largura variável, de 200 a 600 km, alcançando profundidades de até 2000 a 3250 m nas planícies abissais do Ceará e Demerara, respectivamente. A partir das proximidades do talude, a leste de Fortaleza, a Cadeia de Fernando de Noronha atravessa quase toda a largura do sopé, segundo uma direção leste-oeste.

Colinas e montes submarinos isolados, em agrupamentos ou formando cadeias, são expressões fisiográficas da atividade vulcânica mais localizada que ocorrem na margem continental brasileira. As cadeias que cortam o sopé continental da região norte são a Norte Brasileira e a de Fernando de Noronha, e são formadas por conjuntos de colinas e montes submarinos alinhados. A Norte Brasileira tem a forma de uma crista quase contínua, com cerca de 1300 km de comprimento por cerca de 45 a 75 km de largura, e eleva-se em média 300 a 400 m. A Cadeia de Fernando de Noronha apresenta profundidades superiores a 400 m até quase a superfície. Alguns montes submarinos apresentam topo aplainado pela erosão marinha, formando banco tipo guyot, como o guyot do Ceará (fig. 3.1.3). Tais cadeias formam um arcabouço estrutural compartimentado, que barra a sedimentação, construindo nesta região bacias confinadas (Damuth & Palma, 1979).

### 3.1.2. Geologia

Uma descrição sucinta da geologia da área estudada envolve as características estruturais

e estratigráficas dentro do contexto geral de evolução da margem continental brasileira, incluindo o desenvolvimento das bacias sedimentares meso-cenozóicas contidas na área (Barreirinhas e Piauí, Ceará e Potiguar) (fig. 3.1.4).

As bacias de Barreirinhas e Piauí encontram-se na parte da plataforma continental entre 39° e 43° de longitude W. Apresentam um pacote sedimentar superior a 4 km, são de idade Cretácea a Terciária Inferior e parecem ser limitadas na borda da plataforma (Kumar et al., 1976). A parte basal destas bacias (Cretáceo Inferior) é preenchida por sedimentos clásticos, passando de grosseiros a finos em direção ao oceano (Miura & Barbosa, 1972). Os sedimentos do Cretáceo Superior são relativamente finos e predominantemente carbonáticos, passando de calcarenitos a micritos em direção ao mar. As camadas do topo datam do Cretáceo Superior e Terciário Inferior e são principalmente clásticas.

A bacia submersa do Ceará está situada entre a Cadeia de Fernando de Noronha e o segmento oeste da Cadeia Norte Brasileira. Apresenta uma espessa sequência cretácea inferior, com forte gradação de clásticos finos costa afora. A seção cretácea superior ocorre com espessura bastante reduzida (Miura & Barbosa, 1972).

A bacia Potiguar localiza-se entre 38° e 35° de longitude W, sobre a plataforma continental e prolongando-se para a parte emersa do continente. Está limitada a oeste pelo Alto de Fortaleza e confinada a norte pela Cadeia de Fernando de Noronha. Apresenta um espesso pacote de sedimentos clásticos basal, passando para uma seção relativamente delgada de carbonatos. Sua parte superior é novamente clástica e toda a sequência não difere, em termos gerais, daquela descrita para a bacia de Barreirinhas.

Miura & Barbosa (1972) propuseram uma evolução tectono-sedimentar para as bacias cretáceas e terciárias da margem continental norte brasileira a partir do empilhamento de sequências estratigráficas. Estes autores descrevem a evolução do substrato das bacias desde o Pré-cambriano até o início da formação e deposição dos sedimentos cretáceos. São definidas seis sequências tectono-sedimentares, que iniciaram sua deposição a partir do Aptiano, quando o rifteamento entre a América do Sul e a África tomou dimensões consideráveis no Atlântico Equatorial. A seguir são descritas as sequências tectono-sedimentares propostas por Miura & Barbosa (1972).

A sequência Alagoas marca o início da deposição nas bacias costeiras meso-cenozóicas que ocupam grande parte da plataforma continental brasileira. Apresenta idade Albo-Aptiano e engloba os sedimentos do ciclo evaporítico ao sul e os clásticos grosseiros das bacias do Piauí e Ceará. Com condições de mar restrito (rifteamento aptiano) e influenciada por arcos do embasamento (Guamá-Ferrer-Urbano Santos) desenvolveu uma bacia evaporítica ao sul, que se estende a leste até a Chapada de Araripe, Icó, Rio do Peixe e Jatobá. Ao norte destes arcos, desenvolveram-se as bacias de tipo III (semi-graben), formando as bacias de São Luís, Barreirinhas, Potiguar e as bacias da plataforma continental. No Aptiano, essas bacias estariam basculadas para o sul, havendo espessuras superiores a 2000 m de sedimentos terrígenos na bacia do Ceará.

A sequência Barro Duro-Arpoador, que está sobrejacente à sequência Alagoas, trata-se de um pacote clástico progradacional, passando de ambiente fluvial-distributário a marinho prodeltáico. Esta última é de idade Albiana e apresenta o mesmo tipo de tectônica e de sedimentação da sequência anterior, porém com maior intensidade. Na bacia de Barreirinhas a fonte geral dos sedimentos esteve a oeste e sul e a fácies passou de fluvial a transicional e marinha a leste. Na bacia Potiguar, a sedimentação progrediu de sudoeste, passando de fácies fluvial a prodeltáica. Na bacia do Piauí, a sedimentação veio de sul para norte, com forte influência da grande falha limite da Plataforma de Parnaíba, passando de flanglomerado a folhelho.

A sequência Bonfim/Preguiças, de idade Albiana Superior a Cenomianiana, é constituída por calcarenitos de plataforma rasa, gradando a calcissiltitos, calcilitos e micritos de águas profundas. O predomínio de carbonatos sobre clásticos nesta sequência deve-se a cobertura das áreas fonte durante a grande transgressão Neo-Albiana-Eocenomaniana. A tectônica de falhamento normal predominou, com grande subsidência nos blocos baixos. A bacia de deposição passou de semi-graben, com basculamento sul, para marginal aberto para o norte.

Com idades do Turoniano ao Santoniano, a sequência Humberto de Campos é composta por carbonatos de plataforma rasa e arenitos, gradando a folhelhos de águas profundas. Este período marca o final do estágio rifte e início da migração dos continentes sul-americano e africano. Entre o lineamento de Sobral (CE) e a sinclinal Maior, a norte da área, desenvolveram-se dobramentos e falhas reversas de direção geral leste-oeste e de idade Coniana-Santoniana. Estando correlacionadas aos dobramentos, ocorrem falhas transcorrentes de direção nordeste-sudoeste, de



dimensões regionais e concomitantes ao desenvolvimento de fossas com grande subsidência.

A sequência Campaniano/Oligoceno ocorre principalmente na plataforma continental e é constituída de folhelhos e arenitos subordinados. Está relacionada a grande transgressão campañiana, sendo a bacia de deposição do tipo V (marginal aberta), com depocentro dos sedimentos deslocando-se progressivamente em direção ao mar.

A sequência Mioceno é a última descrita por Miura & Barbosa (1972) e é limitada no topo pela discordância basal do Plioceno. É composta predominantemente por arenitos e carbonatos, cujas bacias de deposição são fracamente marginais abertas. A subsidência e basculamento observados na sequência Humberto de Campos continuaram até o Holoceno.

Ojeda (1982) e Asmus (1984) apresentaram esquemas evolutivos tectono-sedimentares, mais abrangentes, para toda a margem continental brasileira. Os dois autores separam em quatro fases ou estágios todo o processo de separação continental e formação das margens continentais do tipo atlântico ou passiva, nos moldes das atuais, e descritos a seguir.

O primeiro estágio, denominado Pré-rifte (Asmus, 1984), está relacionado ao soergimento da margem continental sudeste (bacia de Santos e adjacências), cujas evidências de homogeneização isotópica, ocorrida na bacia do Paraná (180 Ma), e do vulcanismo eocretácico, atribuem a uma causa térmica pré-deriva. No período Triássico-Jurássico, as evidências paleogeográficas delineam áreas positivas nos sítios hoje ocupados pelas bacias costeiras. Estas áreas serviram como fonte de clásticos para as bacias interiores intracratônicas. São predominantemente folhelhos vermelhos com intercalações de arenitos arcoseanos, recobertos por arenitos finos a grosseiros, e representam a sequência basal das bacias da margem leste e sul, e denominada sequência do Continente (Asmus, 1984). A norte, ela é observada na bacia Potiguar, abaixo de sedimentos eocretácicos. Sua deposição deu-se em um sistema conjugado de leques aluviais e lagos interiores, em uma bacia interior platiforme com relativa calma tectônica, estando também associado a um ambiente eólico.

O estágio Rifte foi marcado por fraturamento e abatimento da crosta, vulcanismo localizado e formação de bacias tectônicas do tipo vale de abatimento. Na margem norte, este estágio situa-se no Albo-Aptiano e os riftes resultaram de movimentos laterais divergentes, que abrem na forma de Y ao atingirem a margem continental. São exemplos desta configuração o graben de

São Luís, na bacia de Barreirinhas e o graben de Carnaubais na bacia Potiguar. Associados a estes vales aparecem os sedimentos clásticos, folhelhos e arenitos, com intercalações subordinadas de carbonatos e interposições locais de cunhas conglomeráticas da sequência dos Lagos.

Seguindo o esquema evolutivo extensional dos riftes, surge o estágio Proto-oceânico, com as primeiras ingressões de um oceano incipiente nas bacias tectônicas. Em um ambiente de mar restrito surgem as sequências evaporíticas, sequência do Golfo, nas margens sudeste e leste, nas bacias interiores e localmente nas bacias do Ceará (Mundaú) e de São Luís. A sequência do Golfo é composta principalmente por evaporitos (anidrita e halita) associados a carbonatos, folhelhos euxínicos, arenitos e conglomerados.

Com a ruptura dos continentes sul-americano e africano e a geração do piso oceânico, tem início o estágio Oceânico do esquema evolutivo, descrito por Asmus (1984), e a formação final das margens continentais brasileiras. Este estágio teve início no Barremiano (?)–Aptiano a partir da bacia de Pelotas, com maior deslocamento lateral divergente do Brasil e da África no Albiano, onde possivelmente está localizada a fase principal de estruturação das bacias do segmento norte. As principais feições morfológicas da margem continental e bacias adjacentes estabeleceram-se neste estágio. A plataforma, talude e sopé continental foram modelados pelos processos erosivos e construcionais deste período. Os lineamentos, zonas de fraturas, as elevações e altos e as ilhas oceânicas são as principais feições estruturais resultante do tectono-magmatismo deste período. A sequência de sedimentos (sequência do Mar) foi formada por carbonatos (calcarenitos e calcilutitos) inferiores gradando para arenitos, por vezes de granulação grosseiras, e mudando para fácies pelíticas em direção ao oceano.

### 3.2. Análise Qualitativa dos Dados

Os dados a serem modelados e interpretados são referentes a anomalias gravimétricas ar-livre, medidas em perfis preferencialmente norte-sul (fig. 3.2.1) e que cobrem toda a extensão da margem continental do tipo passiva, ou seja, indo desde a plataforma e talude até o sopé continental.

A figura 3.2.2 mostra o mapa das anomalias ar-livre da margem continental norte brasileira, setor nordeste, com intervalos de contorno de 10 mgal. A figura 3.2.3 apresenta os perfis

rebatidos das mesmas anomalias, onde os traços mais fortes representam o deslocamento do navio, ver figura 3.2.1, e as curvas tracejadas são as anomalias. Foram plotadas apenas as curvas anômalas dos perfis de direção norte-sul, com o traço do navio representando o eixo das abscissas de cada perfil, sobre o qual a respectiva anomalia é nula, sendo que o lado direito do perfil apresenta os seus valores positivos e o esquerdo os valores negativos.

O mapa gravimétrico e os perfis rebatidos mostram, no geral, amplas anomalias positivas, de 30 a 80 mgal e chegando a 120 mgal na parte oeste da área, extensamente alongadas na direção NW-SE e ocorrendo sobre a plataforma continental, acompanhando contorno batimétrico de 100 m. Amplas anomalias negativas, de - 25 a - 50 mgal, ocorrem sobre o talude e sopé. Segundo Dehlinger & Jones (1965), esta é a variação normal da anomalia ar-livre ao longo de uma plataforma continental, sendo causada por mudanças na espessura crustal e densidade, na região de transição da crosta continental para a oceânica. Além disso, as anomalias ar-livre tendem a refletir a topografia da área levantada, no caso, a forma do fundo do mar. Esta correlação é marcante em toda área e pode ser observada pelos perfis rebatidos e mapas batimétricos (fig. 3.2.4 e 3.2.5).

As principais contribuições para o sinal anômalo de comprimento de onda longo (100 a 200 km) devem refletir o caráter regional da passagem da crosta continental para crosta oceânica, associado ao efeito da topografia da margem continental. As amplitudes das anomalias, suas extensões regionais e formas suaves são consistentes com a origem profunda das fontes.

Tendo em vista, o contexto geológico que envolve a transição da crosta continental para a oceânica sobre uma margem continental do tipo passiva (Bott, 1982), pode-se obter, das anomalias gravimétricas observadas, as seguintes informações sobre suas possíveis fontes: (i) a diminuição da espessura da crosta continental em direção ao sopé e seu contato com o manto superior; (ii) o contato da crosta continental com a crosta oceânica sobre o talude; (iii) a topografia da margem continental (plataforma, talude e sopé); e (iv) o efeito da camada de água.

Tal configuração das anomalias ar-livre está presente em toda a área. Porém, algumas feições geológicas conseguem localmente quebrar a monotonia deste padrão. Como exemplo, na parte oeste da área (pernadas 3A e 4A - fig. 3.2.6), ocorrem amplas anomalias negativas, de até - 65 mgal, alongadas na direção E-W, sobre a plataforma continental e que aparentemente não apresentam nenhuma correlação com a batimetria local. Estas anomalias se restringem a porção norte,

antes da borda da plataforma com o talude, onde a configuração normal descrita anteriormente volta a predominar.

Uma provável causa para os valores negativos nesta região seria um aumento local da espessura do substrato sedimentar representado pelas bacias costeiras Barreirinhas e Piauí. Os sedimentos, com até 4 km de profundidade (Miura & Barbosa, 1972), apresentam um contraste de densidade negativo em relação ao embasamento cristalino subjacente. O maior conteúdo de comprimento de onda médio (40 a 70 km) no sinal anômalo corrobora que fontes relativamente mais rasas, como variações do paleorelevo do embasamento, provocam as anomalias negativas desta área.

A feição mais marcante na área é o guyot do Ceará, próximo a 37° de longitude W, que é constituído por uma montanha submarina de origem vulcânica, de topo aplainado e apresentando um desnível de até 2000 m com fundo oceânico adjacente, e que foi bem amostrada nos perfis e mapas batimétricos. As anomalias gravimétricas formam um alto positivo de até 170 mgal e marcam nitidamente a sua morfologia. Com um diâmetro médio de 70 km situa-se entre o talude continental e o sopé, a profundidades de 150 a 270 m em suas partes mais rasas.

Próximo a 41° de longitude W e 2° de latitude S ocorre uma feição geológica mais localizada e representada por um platô de pequenas dimensões denominado terraço do Ceará. Sobre o talude continental apresenta anomalias positivas de até 130 mgal, que acompanham aproximadamente sua forma topográfica.

Finalizando, a análise preliminar das anomalias ar-livre e da batimetria mostra uma boa correlação entre as feições topográficas relevantes da área com seus respectivos dados gravimétricos. Tais anomalias apresentam uma boa concordância com a configuração anômala esperada para regiões sobre margens continentais do tipo passiva, descrita por vários autores, por exemplo Worzel & Schubert (1955) e Dehlinger & Jones (1965).

## CAPÍTULO 4

### MÉTODO DE INTERPRETAÇÃO QUANTITATIVA

A proposta inicial, para a interpretação dos dados gravimétricos da margem continental nordestina, foi a combinação de uma análise semi-automática ou gráfica iterativa no domínio do número de onda com um método automático no domínio do espaço. A comparação entre as soluções apresentadas por estes dois procedimentos serviria para obter uma interpretação final mais subsidiada.

A análise espectral esta baseada na metodologia proposta por Odegard & Berg (1965), onde poderia ser obtido, diretamente da análise gráfica da transformada de Fourier do sinal medido, os parâmetros principais da fonte dos dados gravimétricos. Estes autores apresentam uma série de modelos geofísicos de geometria simples, sendo que o modelo escolhido para explicar as anomalias gravimétricas da área, foi o de descontinuidade horizontal bidimensional (degrau simples).

A interpretação no domínio do espaço foi realizada com um processo iterativo de busca aleatória, utilizando o método de poliedros flexíveis - Simplex (Nelder & Mead, 1964). Neste caso, o modelo geofísico escolhido tentou reconstituir o modelo clássico de margem continental do tipo passiva, já consagrado na literatura. A descontinuidade horizontal é novamente a forma geométrica básica para o modelamento, ou seja, a superposição de várias descontinuidades gera o modelo clássico.

Por fim, dados sintéticos são gerados para testar os dois métodos e consolidar o procedimento a ser usado nas anomalias observadas.

#### 4.1. Modelo Direto

Para propor um modelo que explique as anomalias gravimétricas ar-livre da área (fig. 4.1.1), é importante, primeiramente, caracterizar as principais contribuições para o sinal medido. Para tanto, foram simuladas as principais feições de uma margem continental do tipo passiva, como descrita por Bott (1982). Tais feições seriam o contato entre a crosta continental e a oceânica, a diminuição do espessamento crustal e o efeito da topografia da margem continental associada a camada de água. Pela figura 4.1.2 fica bem caracterizado que a anomalia gerada dentro deste contexto é capaz de explicar o sinal anômalo da área.

Para a base do modelamento gravimétrico, foi escolhido um modelo simples de descontinuidade horizontal bidimensional. Somando a contribuição de várias geometrias simples, com contrastes laterais de densidades, pode-se ajustar a anomalia calculada aos dados reais. A componente vertical da gravidade  $g_z(x)$  para cada ponto ao longo de um perfil perpendicular a direção da descontinuidade horizontal (fig. 4.1.3), é fornecida pela equação (Odegard & Berg, 1965) como sendo,

$$g_z(x) = 2\gamma\rho \left\{ \frac{x}{2} \ln \left[ \frac{x^2 + D^2}{x^2 + (D+T)^2} \right] + \frac{\pi T}{2} + D \arctan \left( \frac{x}{D} \right) - (D+T) \arctan \left[ \frac{x}{(D+T)} \right] \right\}, \quad (3)$$

onde  $g_z(x)$  = componente vertical da gravidade no ponto x, x = ponto de observação,  $\gamma$  = constante gravitacional universal,  $\rho$  = contraste de densidade, D = profundidade da descontinuidade, T = rejeito da descontinuidade e  $\pi$  = constante.

Para a análise espectral é necessário obter a transformada de Fourier da expressão de  $g_z(x)$ . Odegard & Berg (1965), considerando a componente vertical  $g_z(x)$  da descontinuidade horizontal ser uma função ímpar [ $f(x) = -f(-x)$ ], calcularam analiticamente a transformada de Fourier contínua segundo a forma,

$$F_f(w) = \frac{2}{\sqrt{2\pi}} \int_0^{\infty} g_z(x) \text{sen}(wx) dx, \quad (4)$$

a qual, tem um resultado fechado dado por,

$$F_f(w) = \sqrt{2\pi} \gamma\rho \left\{ \frac{1}{w^2} [e^{-(D+T)w} - e^{-Dw}] + \frac{T}{w} \right\}, \quad (5)$$

onde w é o número de onda em radianos por unidade de comprimento,

$$w = \frac{2\pi}{L}$$

e L é o comprimento de onda em km. A figura 4.1.4 mostra a integral exata  $F_f(w)$  versus o número de onda w, sobre uma escala logarítmica. A função  $F_f(w)$  é dada em termos de  $km^2/s^2 \text{ rad}$ , ou seja,

$$[F_f] = \left[ \frac{cm^3}{s^2 g} \right] \cdot \left[ \frac{g}{cm^3} \right] \cdot \left[ \frac{km^2}{rad} \right] = \left[ \frac{km^2}{s^2 rad} \right],$$

Odegard & Berg (1965) propuseram um método para obter informações sobre os principais parâmetros do modelo simples, como o contraste de densidade, a profundidade e o rejeito da descontinuidade, a partir da resposta espectral do campo gravitacional calculado ( $g_z$ ). Os autores assumem a premissa de que as características da anomalia de um corpo de forma geométrica simples são determinadas pela sua profundidade, densidade e extensão, e que o espectro de amplitude de tal anomalia deve conter informações sobre as mesmas variáveis. Ou seja, multiplicando a integral exata  $F_f(w)$  (eq. 5) pelo número de onda  $w$  obtém-se,

$$f(w) = wF_f(w) = \sqrt{2\pi} \gamma\rho \left\{ \frac{1}{w} [e^{-(D+T)w} - e^{-Dw}] + T \right\} \quad (km/s^2), \quad (6)$$

no limite onde  $w$  tende para o infinito,  $f(w)$  torna-se (fig. 4.1.5),

$$\lim_{w \rightarrow \infty} f(w) = \sqrt{2\pi} \gamma\rho T, \quad (7)$$

se este limite é subtraído da equação 6 e a diferença multiplicada por  $w$ , a expressão da transformada reduzida fica igual a,

$$G(w) = w[f(w) - \sqrt{2\pi} \gamma\rho T] \quad \text{ou} \quad (8)$$

$$G(w) = \sqrt{2\pi} \gamma\rho [e^{-(D+T)w} - e^{-Dw}] \quad (s^{-2}). \quad (9)$$

Para as altas frequências ( $w \gg 0$ ) o termo  $e^{-(D+T)w}$  torna-se desprezível em relação a  $e^{-Dw}$ . Assim sendo, através da curva de  $G(w)$  versus o número de onda  $w$ , em um gráfico semilogarítmico (fig. 4.1.6), pode-se obter, aproximadamente, a profundidade  $D$ , que é igual ao valor negativo da inclinação da reta que se sobrepõe a parte linear da curva. Ajustando uma exponencial a tal parte linear, subtraindo-a de  $G(w)$  e graficando o resíduo pode-se traçar uma segunda reta, cuja inclinação será igual a  $-(D + T)$ :

$$\log[G(w)] = Dw \log e - (D + T)w \log e. \quad (10)$$

Conhecendo a profundidade e o rejeito da descontinuidade, o contraste da densidade pode ser achado unicamente.

O cálculo da transformada discreta da função  $g_z(x)$  não apresentou um resultado semelhante a forma fechada de  $F_f(w)$  descrita por Odegard & Berg (1965), por isso optou-se em recalcular a transformada de Fourier do modelo da descontinuidade, achando-se a seguinte expressão,

$$F_f(w) = 2\pi\gamma\rho \left\{ \frac{i}{w|w|} [e^{-D|w|} - e^{-(D+T)|w|}] \right\}, \quad (11)$$

onde  $i = \sqrt{-1}$  e  $|w|$  é valor de  $w$  em módulo. A partir desta equação, foi possível obter valores para  $F_f(w)$  bastante aproximados ao resultado da transformada discreta aplicada a  $g_z(x)$  (fig. 4.3.7).

No limite inferior, o número de onda zero ( $w = 0$ ),  $F_f(w)$  apresenta uma descontinuidade de segunda ordem que pode ser resolvida pela segunda derivada das exponencias expandidas na série de Taylor. A equação 12 mostra o valor  $F_f(w)$  quando  $w = 0$ ,

$$F_f(w) = i 2\pi\gamma\rho \left[ -(T^2 + 2DT) \right]. \quad (12)$$

A transformada reduzida  $G(w)$  é mais diretamente encontrada pela multiplicação de  $w^2$  a  $F_f(w)$ ,

$$G(w) = w^2 F_f(w). \quad (13)$$

A profundidade  $D$  e o rejeito  $T$  podem ser obtidos pela mesma análise gráfica descrita anteriormente.

Visto que o modelo no domínio do espaço será ajustado as anomalias reais através de um processo automático, a análise da transformada reduzida  $G(w)$  serviria como um parâmetro de comparação para os resultados obtidos iterativamente.

#### 4.2. Formulação do Processo Inverso (SIMPLEX)

O problema direto para explicar as anomalias gravimétricas ar-livre da área foi parcialmente resolvido pelo modelo das descontinuidades horizontais proposto no item 4.1. Porém, para ajustar a anomalia calculada aos dados reais e determinar os parâmetros principais dos corpos anômalos (problema inverso), foi utilizado um processo iterativo de busca aleatória pelo método dos poliedros flexíveis (Simplex). Este método é descrito a seguir e foi aplicado no domínio do espaço e, secundariamente, no domínio do número de onda.

Spendley et al. (1962) desenvolveram um método de pesquisa direta para resolver problemas de programação não-linear irrestritos. Esta é uma técnica de otimização que tenta encontrar um mínimo local de uma função de  $n$  variáveis ( $n \geq 2$ ), o qual é determinado através da comparação



dos valores da função para os  $(n + 1)$  vértices de um poliedro regular (Simplex), gerado no espaço dos parâmetros, seguindo do reposicionamento do vértice com maior valor da função para outro ponto. Porém, os autores assumiam que os passos relativos para variar os fatores seriam conhecidos, fazendo sua estratégia muito inflexível para uso geral.

Nelder e Mead (1964), utilizando o método de Spendley et al.(1962), criaram uma técnica onde o Simplex é permitido alterar sua forma, adaptando-se ao relevo local formado pelos valores da função no espaço de  $n$  dimensões. Assim, os poliedros flexíveis podem se expandir ao longo de planos inclinados, mudar de direção ao encontrar um vale em ângulo e contrair na vizinhança de um mínimo. Outra vantagem adicional deste método é não necessitar das derivadas da função a ser minimizada.

A partir de um vetor de parâmetros iniciais  $\bar{P}$  ( $P_i, i = 1, \dots, n+1$ ) são calculados os vértices do primeiro poliedro, que usualmente é um simplex regular de  $(n + 1)$  vértices, onde  $n$  é o número de variáveis independentes. Cada vértice pode ser definido por um vetor de parâmetros  $\bar{P}$ . O ponto (vértice) no espaço de  $n$  dimensões que produzir o maior valor da função objeto  $f(\bar{P})$  é projetado através do centróide dos vértices remanescentes. Os menores valores de  $f(\bar{P})$  são achados por reflexões sucessivas do ponto com maior valor da função objeto em torno dos pontos onde a função assume os menores valores.

O procedimento para se determinar um vértice no espaço dos parâmetros para o qual  $f(\bar{P})$  tenha um valor mínimo, através do método dos poliedros flexíveis, envolve quatro operações, descritas esquematicamente por Himmelblau (1972):

1. Reflexão: reflete  $\bar{P}_M$  (vértice que gera o maior valor  $f(\bar{P})$ ) através do centróide  $\bar{P}_c$ ,

$$\bar{P}_r = \bar{P}_c + \alpha (\bar{P}_c - \bar{P}_M),$$

onde  $\alpha > 0$  é o coeficiente de reflexão.

2. Expansão: se  $\bar{P}_r \leq \bar{P}_m$  (vértice que gera o menor valor  $f(\bar{P})$ ), expande o vetor  $(\bar{P}_r - \bar{P}_c)$  pelo cálculo,

$$\bar{P}_e = \bar{P}_c + \gamma (\bar{P}_r - \bar{P}_c),$$

onde  $\gamma > 1$  é o coeficiente de expansão.

3. Contração: se  $\bar{P}_r > \bar{P}_i$  para todo  $i \neq M$ , contrai o vetor  $(\bar{P}_M - \bar{P}_c)$ ,

$$\bar{P}_k = \bar{P}_c + \beta (\bar{P}_M - \bar{P}_c),$$

onde  $0 < \beta < 1$  é o coeficiente de contração.

4. Redução: se  $\bar{P}_r > \bar{P}_M$ , reduz todos os vetores  $(\bar{P}_i - \bar{P}_m)$ ,  $i = 1, 2, \dots, n, n+1$  pela metade de  $\bar{P}_m$ ,

$$\bar{P}_i = \bar{P}_m + 0,5 (\bar{P}_i - \bar{P}_m) \quad i = 1, \dots, n + 1,$$

e retorna ao passo 1. para continuar a busca para o próximo estágio.

O critério usado por Nelder & Mead (1964) para interromper o processo de minimização foi o da função objeto obedecer a seguinte desigualdade:

$$\sqrt{\left\{ \left( \frac{1}{n+1} \right) \sum_{i=1}^{n+1} [f(\bar{P}_i) - f(\bar{P}_c)]^2 \right\}} \leq \epsilon, \quad (14)$$

onde  $\epsilon$  é um número arbitrariamente pequeno. A figura 4.2.1 apresenta o fluxograma do método de poliedros flexíveis apresentado por Himmelblau (1972). A figura 4.2.2 exemplifica as operações do Simplex para a minimização de uma função qualquer, no espaço dos parâmetros.

A função objeto escolhida para ser minimizada foi a norma  $L_2$  (Menke, 1984) do desvio entre as observações e os valores calculados, normalizado pela raiz quadrada do número de amostras,

$$f(\bar{P}) = \sqrt{\left\{ \frac{1}{N} \sum_{x=1}^N [g^o(x) - g^c(x)]^2 \right\}}, \quad (15)$$

onde  $f(\bar{P})$  = função objeto no vértice  $\bar{P}$ ,  $g^o(x) = g_z(x)$  observado,  $g^c(x) = g_z(x)$  calculado pelo modelo e  $N$  = número de pontos do perfil.

As variáveis a serem obtidas através da minimização da função objeto pelo Simplex são os contrastes de densidade, as profundidades, os rejeitos, as localizações das descontinuidades e o nível de base de cada perfil.

### 4.3. Testes em Dados Sintéticos

Os métodos de interpretação quantitativa descritos neste capítulo foram testados em dados teóricos gerados a partir de modelos geofísicos. Os parâmetros principais do modelo de descontinuidade horizontal foram determinados pela análise da transformada de Fourier reduzida  $G(w)$ . Para o teste no domínio do espaço, foi reconstituído o modelo de margem continental do tipo passiva a partir da subrotina TALGRAV (Talwani et al., 1959). Com um vetor de parâmetros iniciais, pode-se ajustar o modelo de várias descontinuidades pelo processo automático (Simplex), obtendo um valor mínimo para a função objeto.

Os parâmetros escolhidos para o modelo inicial de uma única descontinuidade são, aproximadamente, os valores esperados que deveriam ocorrer na área estudada. A figura 4.3.1 mostra o modelo utilizado para os testes do método de interpretação no domínio do número de onda, seus parâmetros principais e a anomalia gravimétrica devida a descontinuidade. O perfil apresenta um comprimento de 100 km com espaçamento regular de 1 km. O contraste de densidade é de  $1,64 \text{ g/cm}^3$  e é representativo da diferença entre a densidade média da crosta ( $2,67 \text{ g/cm}^3$ ) e a densidade da água do mar ( $1,03 \text{ g/cm}^3$ ). A profundidade escolhida para a descontinuidade (0,5 km) estaria relacionada a uma profundidade média da plataforma continental e o rejeito acompanharia a extensão vertical do talude (1,95 km).

A análise no domínio do número de onda é dividida em duas partes distintas. A primeira relaciona-se a análise gráfica da transformada de Fourier contínua descrita no item 4.1 e realizada a partir da sua formulação analítica (eq. 11). Com os mesmos parâmetros do modelo da figura 4.3.1 foram geradas as funções  $F_f(w)$  e  $G(w)$  (fig. 4.3.2 e 4.3.3), onde  $w$  é o número de onda em rad/km,

$$w = \frac{2\pi n}{L} \quad n = 1, \dots, 100,$$

onde  $L$  é o comprimento de onda em km. Para o cálculo da profundidade  $D$ , foi obtida graficamente a inclinação da parte linear da função  $G(w)$  e dividida por um fator de escala ( $\log e$ ),

$$D = -\frac{\alpha}{\log e}, \quad (16)$$

onde  $\alpha$  é a inclinação da parte linear de  $G(w)$  medida no gráfico semilogarítmico.

O rejeito (T) é extraído do ajuste de uma exponencial a parte linear de  $G(w)$ . A inclinação do resíduo da diferença entre estas funções, plotado no gráfico semilogarítmico, é igual a  $-(D + T)$ . A exponencial escolhida para o ajuste foi,

$$Dexp(w) = e^{-Dw}, \quad (17)$$

onde  $D = 0,5$  km é o valor teórico da profundidade, sendo que a curva resultante é obtida pela formulação,

$$Res(w) = \frac{G(w)}{2\pi\gamma\rho} - Dexp(w), \quad (18)$$

onde  $Res(w)$  é o resíduo, que plotado no gráfico semilogarítmico obtém-se T,

$$\begin{aligned} (D + T) &= -\frac{\alpha}{\log e}, \\ T &= -\frac{\alpha}{\log e} - D. \end{aligned} \quad (19)$$

Os resultados a partir desta análise estão na tabela 4.3.1, bem como a sua diferença para os dados sintéticos. A figura 4.3.4 mostra  $G(w)$ ,  $Dexp(w)$  e o resíduo  $Res(w)$ .

Tabela 4.3.1 Os valores dos dados sintéticos e os determinados pela análise da transformada de Fourier contínua. (D – a profundidade; e T – o rejeito da descontinuidade)

	Valores Sintéticos (km)	Resultados Obtidos(km)	Diferença
D -	0,50	0,4949	0,0051
T -	1,95	1,9500	-

Porém, para obter a resposta espectral dos dados reais não é possível resolver a integral de Fourier analiticamente. Portanto, a segunda parte da análise no domínio do número de onda consta da obtenção da transformada numérica (ou discreta) de Fourier dos dados sintéticos, pois é nesta forma que os dados reais serão tratados.

A aplicação da transformada discreta implica na amostragem regular dos dados, sendo que o número de pontos da função deve ser igual a um número da ordem de potência de dois ( $2^n = N$ , N é o número de pontos da transformada rápida). O truncamento da função  $g_z(x)$  é equivalente

a sua multiplicação por uma janela retangular no domínio do espaço, o que provoca contaminação no resultado espectral, já que no domínio do número de onda a função estaria convolvida com uma função do tipo seno cardinal ( $\text{sen}(x)/x$ ). Como a transformada discreta implica que a função seja periódica, nos pontos de descontinuidade ocorre o fenômeno de Gibbs e a função tende para seu ponto médio tornando a resposta no espectro ainda mais contaminado.

A função original  $g_z(x)$  foi então modificada para tentar atenuar os efeitos supracitados, ou seja, foi ampliada para 4096 ( $2^{11}$ ) pontos, aumentando sua janela espacial. Para minimizar ainda mais o problema da descontinuidade e dispersão foram aplicadas diferentes janelas espaciais (meio-cosseno, triangular, Hanning, e Hamming) (fig. 4.3.5). Para a anomalia, devido o modelo da descontinuidade, a janela triangular mostrou a melhor resposta no domínio do número de onda (fig. 4.3.6). As figuras 4.3.7 e 4.3.8 mostram a relação entre as funções  $F_f(w)$  e  $G(w)$  nas formas analítica e discreta. A subrotina FORK (Claerbout, 1985) foi utilizada para obter a transformada discreta de Fourier da função  $g_z(x)$ .

O procedimento gráfico para o cálculo de D e T foi também aplicado para  $G(w)$  discreto. Os melhores resultados observados estão dispostos na tabela 4.3.2

Tabela 4.3.2. Os valores dos dados sintéticos e os determinados pela análise da transformada de Fourier discreta. (D – a profundidade; e T – o rejeito da descontinuidade)

	Valores Sintéticos (km)	Resultados Obtidos(km)	Diferença
D -	0,50	0,4978	0,0022
T -	1,95	1,9487	0,0013

Para verificar o método de interpretação no domínio do espaço, foi gerada uma anomalia gravimétrica com base no modelo de margem continental do tipo passiva. Utilizando a subrotina TALGRAV, otimizada do algoritmo apresentado por Talwani et al. (1959), os dados sintéticos foram calculados a partir de seis polígonos bidimensionais (fig. 4.3.9), e que representam as crostas continental e oceânica, a camada de água do oceano e o manto superior. A crosta continental foi dividida em três partes: (i) crosta superior, em contato com a camada de água; (ii) crosta intermediária, em contato com a crosta oceânica; e (iii) crosta inferior, em contato com o manto. Os valores atribuídos as densidades e a geometria do modelo são dispostos na tabela 4.3.3.

Tabela 4.3.3. Parâmetros utilizados para gerar a anomalia gravimétrica sintética. ( $\rho$  – densidade em  $g/cm^3$ ; D – profundidade do topo (km); T – espessura (km); e X0 – localização do polígono)

Representação dos polígonos		Parâmetros dos polígonos			
		$\rho$	D	T	X0
CAMADA DE ÁGUA		1,03	0,0	4,0	320
CROSTA	Superior	2,67	0,0	4,0	320
CONTINENTAL	Intermediária	2,85	4,0	12,0	350
	Inferior	3,00	16,0	19,0	350
CROSTA OCEÂNICA		2,89	4,0	12,0	350
MANTO		3,20	-	-	-

O modelo gravimétrico, que gera a anomalia sintética, foi estendido por 250 km além dos limites da janela espacial que contém o perfil apresentado na figura 4.3.9. Este procedimento tornou-se necessário para eliminar da moldura do perfil os efeitos provocados pelas bordas do modelo sintético, que provocam um decaimento acentuado nos valores anômalos calculados. No que diz respeito ao equilíbrio isostático do modelo, foi calculada a relação entre as espessuras e as densidades das camadas, em duas seções verticais diferentes e em um determinado nível de base, onde foi constatado que o mesmo apresentou-se isostaticamente compensado. O nível de base escolhido foi o limite entre a crosta continental inferior e o manto e as seções sendo localizadas uma sobre a crosta continental e outra sobre a oceânica.

A estrutura inicial do modelo de várias discontinuidades, que será ajustada aos dados sintéticos pelo Simplex, é a seguinte: (i) para crosta continental superior, são atribuídas três discontinuidades com contrastes de densidade igual a  $1,64 g/cm^3$  e uma profundidade total de 4 km; (ii) a crosta intermediária é representada por uma única discontinuidade com espessura de 12 km; e (iii) a crosta inferior contém oito discontinuidades e com a sua profundidade chegando a 35 km. O vetor de parâmetros selecionado para inicializar o processo de busca automática levou em consideração os dados do modelo sintético. Já que, uma estimativa qualquer, muito distante dos valores reais, pode ocasionar uma minimização demorada da função objeto, convergindo para um resultado final não satisfatório. Os parâmetros iniciais para a busca automática, bem como os

valores finais ajustados, estão descritos na tabela 4.3.4.

Tabela 4.3.4. Relação entre o vetor de parâmetros iniciais e os resultados obtidos pelo Simplex. ( $\rho$  – contraste de densidade em  $g/cm^3$ ; D – profundidade (km); T – rejeito (km); e X0 – localização da descontinuidade)

Crosta Cont.	N <sup>o</sup> de Desc.	Vetor de Parâmetros Iniciais				Resultados Obtidos			
		$\rho$	D	T	X0	$\rho$	D	T	X0
Superior	1	1,64	0,01	0,999	320	1,67	0,07	0,90	325
	2	1,64	1,00	1,500	350	1,71	0,97	1,43	347
	3	1,64	2,50	1,500	380	1,21	2,40	1,33	373
Intermed.	4	-0,04	4,00	12,000	350	-0,04	3,74	12,20	350
	5	-0,20	16,00	2,375	330	-0,17	15,93	2,62	290
	6	-0,20	18,37	2,375	323	-0,12	18,56	2,62	288
Inferior	7	-0,20	20,75	2,375	316	-0,12	21,18	2,66	286
	8	-0,20	23,12	2,375	330	-0,13	23,84	2,58	284
	9	-0,20	25,50	2,375	330	-0,12	26,42	2,60	283
	10	-0,20	27,87	2,375	330	-0,12	29,02	2,60	281
	11	-0,20	30,25	2,375	330	-0,12	31,62	2,59	279
	12	-0,20	32,62	2,375	330	-0,12	34,21	2,58	278

O valor médio da densidade, calculado para cada divisão da crosta continental (superior, intermediária e inferior), é obtido a partir da média ponderada entre as densidades das descontinuidades que compõem cada parte da crosta e suas respectivas espessuras, ou seja,

$$\bar{\rho} = \frac{\sum_{i=1}^N \rho_i \epsilon_i}{\sum_{i=1}^N \epsilon_i}, \quad (20)$$

onde  $\bar{\rho}$  = densidade média ponderada,  $\rho_i$  = densidade da  $i$ -ésima descontinuidade,  $\epsilon_i$  = espessura da  $i$ -ésima descontinuidade e  $N$  = número de descontinuidades. No caso da crosta intermediária, que é representada por uma única descontinuidade, a sua densidade média ponderada é igual ao valor encontrado para esta descontinuidade.

Pelos resultados apresentados (tab. 4.3.4), a densidade média ponderada para a crosta continental superior é de  $2,54 g/cm^3$ , com uma profundidade final de 3,74 km; admitindo que a crosta oceânica tem uma densidade de  $2,89 g/cm^3$  e o manto de  $3,2 g/cm^3$ , as densidades médias ponderadas para a crosta intermediária e inferior ficaram em 2,85 e  $3,07 g/cm^3$ , respectivamente;

a profundidade total da crosta continental atingiu o valor de 36,79 km. O nível de base inicial escolhido foi de 10 mgal, ficando em 10,05 mgal após o processo iterativo. O valor da função objeto inicial foi de 17,03 mgal, sendo que o resultado final alcançado pelo Simplex foi de 6,26 mgal. Tais valores mostram que o método de busca conseguiu minimizar a função objeto em quase três vezes o seu valor inicial, apesar da primeira estimativa do vetor de parâmetros está, relativamente, próxima a solução final.

A figura 4.3.10 mostra a confrontação entre os dados sintéticos e o resultado final do Simplex, além dos seus respectivos modelos geofísicos. A aplicação deste método nas anomalias observadas terá como base a estrutura montada para as descontinuidades horizontais utilizadas no ajuste dos dados sintéticos. O aumento ou diminuição do número de descontinuidades na parte superior da crosta continental deverá ser analisado para cada perfil estudado.

Os resultados obtidos para os dados sintéticos mostram que o problema inverso – a obtenção dos parâmetros principais do modelo – é satisfatoriamente resolvível pelo método no domínio do espaço, onde o processo iterativo mostrou convergir para os parâmetros verdadeiros do modelo sintético. Na análise gráfica da transformada de Fourier foi possível resolver apenas parcialmente o problema inverso, demonstrando que a resposta no domínio do número de onda do sinal contém informações sobre as fontes, para um contexto geológico bastante simples. Para os dados reais uma aplicação conjunta dos dois procedimentos deveria fornecer uma análise mais confiável dos resultados.



## CAPÍTULO 5

### INTERPRETAÇÃO DOS DADOS OBSERVADOS

#### 5.1. Vínculos do Modelo Geológico

Do ponto de vista matemático os problemas geofísicos de inversão não têm solução única. Assim sendo, os processos iterativos de interpretação quantitativa tendem a apresentar sempre um conjunto de soluções que resolvam o problema inverso. Porém, várias das respostas alcançadas podem não ter nenhum significado físico/geológico ou até transgredir algumas das propriedades físicas básicas, que são inerentes ao material rochoso que constitui o contexto geológico. Para evitar que isto ocorra, torna-se necessário a incorporação de intervalos que limitem o espaço onde os parâmetros, a serem calculados, possam variar. Tais intervalos são vínculos explícitos que limitam os resultados obtidos dentro do que seria aceitável realisticamente.

Outro aspecto importante da aplicação de vínculos é a diminuição da quantidade de soluções possíveis, o que contribui, sobremaneira, para diminuir a ambiguidade gerada por várias respostas diferentes, mas que resolvem o problema igualmente. Portanto, uma boa escolha destes limites deve levar em conta duas considerações relevantes: (i) Os vínculos devem ser restritos o suficiente para conter apenas os resultados mais correlacionados com a realidade da área estudada; (ii) Porém, eles devem permitir um intervalo de soluções relativamente amplo para que o resultado final não seja apenas a resposta dos vínculos ao método interpretativo, subjetivamente.

O primeiro vínculo a ser empregado foi a estruturação do modelo inicial assemelhar-se com a geologia esperada para este tipo de região. Seguindo a orientação de Palma (1984), que classifica toda a margem continental brasileira em margem do tipo passiva, foi-se buscar em trabalhos anteriores resultados já obtidos para este contexto geológico. Vários autores (Thompson & Talwani, 1964; Drake & Kominskaya, 1969; Turcotte & Schubert, 1982; e Bott, 1982) apresentam um modelo comum que servirá para explicar as anomalias gravimétricas da área estudada.

Como descrito anteriormente, as principais contribuições para o sinal anômalo são: (i) o efeito da batimetria e da camada de água do mar; (ii) o contato das crostas continental e oceânica; e (iii) a diminuição do espessamento crustal em direção ao oceano. Desde Worzel & Schubert (1955), o oceano faz parte da estrutura do modelo geofísico e segundo os mesmos autores a batimetria é

compensada pelo afinamento da crosta. Assim sendo, o modelo proposto poderá variar dentro dos seguintes intervalos:

(1) A crosta superior, em contato com a camada de água, apresenta uma profundidade entre 2 a 4 km, de acordo com os perfis batimétricos da região. A densidade da camada de água é considerada constante e igual a  $1,03 \text{ g/cm}^3$ . A densidade média da crosta superior é de  $2,67 \text{ g/cm}^3$  (Thompson & Talwani, 1964), mas que poderá variar de 2,0 a  $2,67 \text{ g/cm}^3$ , para cada descontinuidade horizontal do modelo. Este intervalo representa a variação das densidades dos sedimentos inconsolidados sobrejacentes até o pacote sedimentar compactado em contato com o embasamento cristalino. Bender (1988) mostra o modelamento de um perfil gravimétrico sobre a margem continental a NW de São Luís, onde foi obtido este intervalo de valores de densidades para a crosta superior.

(2) A crosta intermediária, em contato com a crosta oceânica, tem sua espessura variando de 8 a 12 km. Este intervalo é o mais comum na literatura e representa o espessamento da crosta oceânica. As densidades médias desta região variam entre 2,80 a  $2,84 \text{ g/cm}^3$ . Garland (1979) admite que a densidade global das porções cristalinas das crostas continental e oceânica é aproximadamente  $2,84 \text{ g/cm}^3$ , o mesmo valor foi apresentado por Worzel & Shubert (1955). Já Thompson & Talwani (1964), Turcotte & Schubert (1982) e Bender (1988) usam valores mais próximos a  $2,80 \text{ g/cm}^3$ . Carlson & Raskin (1984) obtiveram um intervalo de densidade média para a crosta oceânica igual a  $2,89 \pm 0,04 \text{ g/cm}^3$ . Assim sendo, o contraste de densidade entre as duas crostas poderá variar entre  $-0,13$  a  $0,0 \text{ g/cm}^3$ .

(3) A crosta inferior, em contato com o manto, é limitada por profundidades de 30 a 45 km. Geralmente, os modelos descritos nos trabalhos prévios consideram uma única densidade para as crostas intermediária e inferior. Porém, como pelo modelo de várias descontinuidades é possível obter densidades diferentes para estas duas regiões, será permitido que as densidades da parte inferior variem de acordo com seus contrastes com o manto. Os valores para o manto subjacente estão, comumente, entre 3,25 a  $3,40 \text{ g/cm}^3$ , mas Bender (1988) chegou a obter densidades de até  $3,0 \text{ g/cm}^3$  para o manto. Portanto, o contraste entre a crosta inferior e o manto poderá variar entre  $-0,56$  a  $0,0 \text{ g/cm}^3$ .

A subrotina VIN incorpora estes vínculos geológicos ao processo automático de busca

aleatória. Para cada operação do Simplex, o novo vértice gerado é testado e se algum parâmetro estiver fora do intervalo permitido, ele é reposicionado e o vértice recalculado. Todo este procedimento forçará as soluções alcançadas permanecerem relacionadas com o provável contexto geológico.

## 5.2. Resultados Obtidos

### 5.2.1. Domínio do Número de Onda

Para a aplicação do análise espectral como proposta por Odegard & Berg (1965) nos dados reais, partiu-se da premissa de que dentro da janela espacial, onde as anomalias gravimétricas da área estão contidas, o efeito da topografia do fundo do mar e da respectiva camada de água representa a maior contribuição no sinal anômalo. E que esta feição poderia ser ajustada por um modelo de uma única descontinuidade horizontal bidimensional.

Tal afirmação é corroborada pela figura 5.2.1 onde o perfil gravimétrico típico de uma margem continental do tipo passiva é simulada e comparada com a anomalia devida apenas a camada de água. A comparação entre as duas curvas mostra que sobre o talude continental existe uma forte correlação do efeito da batimetria com a anomalia da margem continental, como descrito anteriormente.

A proposta para a utilização deste método, nos perfis gravimétricos, seria de realizar um mapeamento das densidades da crosta continental na área. Como a análise gráfica iterativa permite o cálculo da profundidade e rejeito de um modelo de descontinuidade horizontal, que teoricamente explica a maior parte da anomalia, é possível a partir destes dois parâmetros calcular, em cada perfil, a densidade média da crosta mais próxima da camada de água.

Inicialmente, foi escolhido um perfil padrão (P3A05), localizado a NW da cidade de Fortaleza (CE) (fig. 5.2.2), para a aplicação do método espectral. Visto que o cálculo da transformada de Fourier requer que as informações sejam igualmente espaçadas, os dados deste perfil (fig. 5.2.3), originalmente apresentando um espaçamento irregular em torno de 1 a 2 km, foram interpolados com igual espaçamento de 2 km, utilizando a subrotina de interpolação polinomial SPLINE (Forsythe, 1977). Foi adicionado um valor de base aos dados igual ao maior valor negativo observado no perfil, com a finalidade de obter uma curva que tende a zero no lado direito da descontinuidade, similar a anomalia teórica descrita por Odegard & Berg (1965).

A partir desta etapa, foi empregado o mesmo procedimento aplicado aos dados sintéticos, ou seja, a janela espacial da anomalia foi estendida de originalmente 150 km para 4096 km, repetindo os valores dos dois extremos da anomalia original até obter o número total de pontos escolhidos. Na anomalia gravimétrica estendida foi aplicada uma janela triangular, uma vez que esta janela apresentou melhor resultado com os dados sintéticos. A utilização deste procedimento torna-se necessária para poder calcular a transformada de Fourier do sinal e obter uma resposta no domínio do número de onda sem muita contaminação dos ruídos inerentes a própria transformada.

As figuras 5.2.4 e 5.2.5 apresentam a resposta espectral  $F_f(w)$  dos dados do perfil P3A05, devidamente tratados, e a função  $G(w) = w^2 \times F_f(w)$ , respectivamente. A figura 5.2.4 mostra que na parte dos números de onda mais elevados, a função  $F_f(w)$  começa a tornar-se bastante instável, indicando um certo comprometimento do sinal nesta faixa do espectro. Analisando a figura 5.2.5 pode-se notar que o decaimento esperado para  $G(w)$ , como apresentado por Odegard & Berg (1965), que foi obtido no caso dos dados sintéticos e que possibilita o cálculo dos parâmetros da descontinuidade, não ocorre e, além do que, demonstra uma forte tendência para a elevação dos valores da função  $G(w)$  com o aumento do número de onda. Sobre estes resultados de  $G(w)$  é impraticável ajustar uma exponencial que permita calcular o valor aproximado da profundidade e rejeito da descontinuidade.

Como era de se esperar, a presença de pequenos comprimentos de onda (1 a 5 km) no sinal anômalo torna sua transformada de Fourier muito instável para valores de  $w$  mais elevados. E como o cálculo de  $G(w)$  tende a amplificar o ruído já a partir dos números de onda baixos, o método gráfico fica bastante comprometido. Para tentar amenizar tal instabilidade, a anomalia foi suavizada na fase de interpolação dos dados. O aumento no intervalo de espaçamento do interpolador polinomial corresponde a aplicar um filtro suavizador (média móvel) aos dados observados. Foram utilizados vários espaçamentos, sendo que o intervalo que apresentou a melhor curva suavizada foi o de 10 km. Este procedimento visa eliminar do sinal os pequenos comprimentos de onda, suavizando a curva. As resposta espectral  $F_f(w)$  e  $G(w)$  da anomalia suavizada foram graficadas nas figuras 5.2.6 e 5.2.7.

A análise destas duas últimas figuras mostra que a instabilidade nos números de onda maiores diminuiu de sobremaneira. Contudo, observando a função  $G(w)$  (fig. 5.2.7), o decaimento

exponencial da curva que era esperado novamente não ocorreu. E o cálculo dos parâmetros da descontinuidade também neste caso não pôde ser realizado. Toda a análise espectral aplicada ao perfil P3A05 foi repetida para os perfis vizinhos, porém sempre alcançando resultados semelhantes.

Diante do obtido acima, é procedente analisar duas hipóteses: (i) a premissa inicial, de que o sinal anômalo sofre importante influência do efeito da topografia oceânica e da camada de água, e que pode ser satisfatoriamente ajustado por uma descontinuidade horizontal, não é totalmente satisfeita; ou (ii) o método de análise no domínio do número de onda utilizado aqui se restringe a situações geológicas bem mais simples, onde a anomalia seria devida apenas a uma única descontinuidade horizontal bidimensional ou falha vertical, sem maiores complicações no contexto geológico.

Para esclarecer tais hipóteses optou-se por calcular um perfil gravimétrico devido a descontinuidade horizontal e ajustá-lo ao sinal anômalo do perfil P3A05 pelo método de busca aleatória (Simplex). A análise seria então realizada sobre a sua resposta espectral com o objetivo de calcular os parâmetros do modelo que geram a anomalia. Com este procedimento tenta-se demonstrar que tanto o sinal pode ser explicado pelo modelo, como o método gráfico funciona para situações menos complexas.

Na figura 5.2.8 é apresentado o perfil P3A05 ajustado iterativamente pelo Simplex. A figura mostra também o modelo resultante plotado junto com a batimetria da área e os parâmetros obtidos pela inversão. A análise deste resultado ajuda a reconfirmar que o efeito topográfico e da camada de água é explicável pela descontinuidade. Pode-se notar que o uso de apenas uma única descontinuidade compromete um melhor ajuste sobre a inclinação do talude, porém o método espectral utilizado aqui não admite a opção do uso de mais de uma descontinuidade para o cálculo dos parâmetros.

O mesmo procedimento para interpolação, utilização da janela triangular e transformada de Fourier foi aplicado a curva ajustada (B) da figura 5.2.8 para o cálculo da função  $G(w)$ , porém esta curva novamente não apresentou o decaimento esperado. Então, o espaçamento da interpolação foi diminuído para 1 km e, finalmente, obteve-se uma apresentação satisfatória para  $G(w)$ . Foram seguidas as etapas para a determinação dos parâmetros, descritas no item 4.3, ou seja, ajustando uma exponencial ( $D_{exp}(w)$ ) a esta função, calculando a diferença entre as duas funções e plotando

a curva resultante ( $Res(w)$ ), obtendo-se a profundidade e o rejeito da descontinuidade. A figura 5.2.9 mostra as três curvas graficadas em uma escala semi-logarítmica. Os melhores parâmetros obtidos, bem como os valores exatos do modelo estão dispostos na tabela 5.2.1 abaixo.

Tabela 5.2.1. Valores do modelo ajustado pelo Simplex e os resultados obtidos pela análise gráfica da função  $G(w)$ . (D - profundidade; e T - rejeito da descontinuidade)

	Valores do Simplex (km)	Resultados Obtidos (km)	Diferença
D -	0,0500	0,0501	0,0001
T -	1,6100	1,6110	0,0010

Os resultados apresentados mostram que para uma anomalia gravimétrica devida a um modelo bem mais simples, o método espectral consegue obter uma solução muito aproximada. Portanto, fica demonstrado que a análise gráfica iterativa no domínio do número de onda é apenas suficiente bastante para resolver situações geológicas bem mais próximas do modelo simples de descontinuidade horizontal. As soluções tornam-se comprometidas quando o sinal anômalo contém informações (ruídos) a mais que este modelo não consegue explicar, como ocorreu na análise dos dados reais. Portanto, a análise espectral serve para mostrar a complexidade geológica da área, descartando o modelo simples, conforme o proposto por Odegard & Berg (1965).

### 5.2.2. Domínio do Espaço

A interpretação no domínio do espaço das anomalias gravimétricas ar-livre da margem continental nordestina foi realizada pelo processo iterativo de busca aleatória (Simplex). A estrutura do modelo teórico de margem do tipo passiva, montada para os testes do método nos dados sintéticos, serviu como base para a aplicação nos perfis anômalos selecionados. Os vínculos geológicos foram incorporados ao procedimento para tornar as respostas alcançadas mais realísticas.

Dez perfis gravimétricos foram escolhidos para a aplicação do método de interpretação no domínio do espaço. São perfis que apresentam a configuração padrão das anomalias ar-livre sobre uma margem passiva, e que estão distribuídos sobre toda a região levantada pelo projeto EQUANT I. Nas áreas onde as anomalias fogem notadamente de tal configuração, o processo automático não foi utilizado porque o sinal anômalo sofre forte influência de fontes que não são explicadas pelo

modelo, o que possivelmente comprometeria as soluções finais. São exemplos destas áreas toda a parte oeste do levantamento e a região sobre o guyot do Ceará. A figura 5.2.10 apresenta as localizações dos perfis selecionados e a figura 5.2.11 mostra suas respectivas anomalias gravimétricas.

O processo de busca aleatória é iniciado sempre a partir de um vetor de parâmetros iniciais, e sobre o qual são calculados os vértices do poliedro flexível, que modifica sua forma geométrica no hiperespaço dos parâmetros até obter um valor mínimo para a função objeto. Os dados de saída do Simplex representam o vetor de parâmetros que apresenta o menor valor da função objeto e, portanto, gera o modelo teórico que melhor ajusta os dados gravimétricos e que, ao mesmo tempo, não transgride nenhum dos vínculos considerados. Para a escolha deste vetor procedeu-se da seguinte forma:

(1) Para a crosta continental superior, as discontinuidades horizontais foram criadas através das informações da batimetria local. Na ausência de perfis batimétricos, uma análise da própria anomalia gravimétrica permite inferir a localização das discontinuidades. O número de discontinuidades e suas profundidades, nesta parte da crosta, também leva em consideração a batimetria e/ou o melhor ajuste dos dados observados. O valor do contraste de densidade escolhido foi de  $1,64 \text{ g/cm}^3$  para todas as discontinuidades.

(2) Para as crostas intermediária e inferior, foi aproveitado o resultado do modelamento sobre os dados sintéticos para o ajuste do primeiro perfil (P1A58). Ou seja, a crosta intermediária é representada por uma única discontinuidade com 4 km de profundidade, espessura de 12 km e densidade igual a  $2,84 \text{ g/cm}^3$ ; e a crosta inferior é constituída por oito discontinuidades com 35 km de profundidade e contraste de densidade com o manto igual a  $-0,2 \text{ g/cm}^3$ . Para os demais perfis foi aproveitado como vetor inicial o resultado do ajuste dos dados do perfil mais próximo.

Devido as grandes distâncias entre alguns perfis e mudanças nas características das anomalias ao longo da área, a utilização do resultado de um perfil anterior já ajustado para iniciar a busca aleatória do próximo perfil tornou, às vezes, o processo de minimização bastante lento computacionalmente. Neste caso, uma forma de otimizar o processo automático foi interagir no modelamento para obter uma aproximação mais adequada, e a partir da qual, o método iterativo tende a convergir mais rapidamente para o mínimo da função objeto. Este procedimento semi-interativo mostrou-se bastante eficaz para alcançar uma resposta mais satisfatória, com uma duração de tempo computa-

cional (CPU) menor, uma vez que o processo de inversão utilizando apenas o Simplex é lento, tomando muito tempo de CPU.

As figuras 5.2.12 a 5.2.15 apresentam quatro dos perfis gravimétricos ajustados pelo Simplex e suas respectivas batimetrias e modelos finais. Tais perfis mostram algumas variações na configuração padrão da anomalia ar-livre típica da margem passiva, que é predominante na área estudada. Apesar disto, o processo semi-interativo conseguiu obter soluções que explicaram a maior parte do sinal anômalo em cada perfil, e os modelos resultantes mostraram respostas semelhantes entre si e bastante coerentes com o contexto geológico esperado. Os demais perfis interpretados são localizados próximos a estes e suas soluções, no geral, são aproximadas aos resultados apresentados.

A análise destas figuras e dos demais perfis mostra que o contato da crosta continental com a crosta oceânica ocorre na região de transição entre o talude e o sopé continental. Este contato parece seguir paralelamente a linha de costa do litoral nordestino. A diminuição da espessura da crosta continental em direção ao oceano mostrou-se suave, com ângulos entre  $15^\circ$  a  $30^\circ$ , e atingindo sua espessura mínima, geralmente, antes do contato com a crosta oceânica. Em vários perfis, a crosta superior apresentou uma boa correlação com a batimetria local (fig. 5.2.16).

Os modelos gravimétricos ajustados apresentaram os seguintes valores para as profundidades e contrastes de densidade da crosta continental: (i) as profundidades da crosta superior permaneceram entre 2 a 4 km e com o contraste de densidade com a camada de água variando entre 1,25 e  $1,57 \text{ g/cm}^3$ ; (ii) a espessura média da crosta intermediária ficou entre 10 a 14 km, com sua profundidade atingindo 16 km. O contraste de densidade foi de  $-0,12$  a  $-0,04 \text{ g/cm}^3$ ; e (iii) a crosta inferior alcançou profundidades de 32 a 40 km e seu contraste com o manto adjacente variou de  $-0,21$  a  $-0,10 \text{ g/cm}^3$ .

O modelo das discontinuidades horizontais permite apenas obter os contrastes laterais de densidade. Visto isso, torna-se necessário considerar valores de densidades médias constantes para as partes do modelo teórico em contato com a crosta continental, que está sendo modelada pelas discontinuidades. Portanto, para a camada de água do oceano, a densidade média é comumente considerada igual a  $1,03 \text{ g/cm}^3$ , então, as densidades calculadas para crosta superior variam entre 2,28 a  $2,60 \text{ g/cm}^3$ . Para a crosta oceânica foi considerado uma densidade média de  $2,89 \text{ g/cm}^3$ , tornando os resultados para a crosta intermediária dentro do intervalo de 2,77 a  $2,85 \text{ g/cm}^3$ . Para



obter os valores entre 2,89 e 3,0  $g/cm^3$  relativos a densidade média da crosta inferior, foi admitido que o manto apresentaria uma densidade de 3,1  $g/cm^3$ .

O intervalo de densidade média obtida para a crosta superior, 2,28 a 2,60  $g/cm^3$ , foi um pouco inferior ao valor esperado (2,67  $g/cm^3$ ) e parece refletir o grande aporte sedimentar que predomina nas bacias costeiras da plataforma continental. Densidades médias em torno de 2,84  $g/cm^3$  foram as mais comuns para a crosta intermediária, porém alguns valores (2,77 e 2,80  $g/cm^3$ ), que ocorrem abaixo deste patamar, devem representar um maior contraste local entre as crostas continental e oceânica. Por fim, os resultados de 2,89 a 3,0  $g/cm^3$ , encontrados para a crosta inferior, parecem ser coerentes com o envolvimento geológico nestas profundidades. Para obter tais valores foi considerado para o manto uma densidade média de 3,1  $g/cm^3$ , o que é um pouco inferior as densidades descritas na literatura para as margens passivas (3,3  $g/cm^3$ ), porém esta densidade é ainda superior ao valor de 3,0  $g/cm^3$  obtido por Bender (1988) em um perfil gravimétrico a oeste de São Luís (MA) e próximo do limite NW da área levantada.

A tabela 5.2.2 apresenta as densidades médias calculadas para a crosta continental, obtidas a partir dos resultados encontrados pelo processo semi-iterativo de interpretação no domínio do espaço. Tais valores representam a média ponderada (eq. 20) das densidades de cada descontinuidade pela espessura total do segmento da crosta continental analisado (superior, intermediária ou inferior).

Os valores do nível de base calculados para cada perfil pelo Simplex variou entre -45,20 e 39,90 mgal. A função objeto minimizada em cada um dos perfis foi desde 3,99 a 5,92 mgal.

Pelos resultados apresentados, pode-se chegar a quatro importantes conclusões: (i) o modelo clássico de margem continental do tipo passiva gerado a partir de várias descontinuidades horizontais mostrou-se suficiente para explicar as anomalias gravimétricas ar-livre da margem continental nordestina; (ii) o método de busca aleatória (Simplex) conseguiu sempre convergir para o mínimo da função objeto e assim ajustar o modelo teórico aos dados reais; (iii) a introdução de vínculos ao processo iterativo não comprometeu a convergência da função e garantiu que as soluções encontradas não fugissem do contexto geológico esperado; e (iv) a aplicação de um procedimento iterativo no método automático permitiu obter-se, mais rapidamente, uma melhor resposta da função objeto.

Tabela 5.2.2. Densidades médias ponderadas ( $g/cm^3$ ) encontradas para a crosta continental pelo processo de busca aleatória (Simplex).

N <sup>o</sup> do Perfil	Crosta Continental		
	Superior	Intermediária	Inferior
P1A13	2,36	2,77	2,92
P1A15	2,60	2,80	2,90
P1A27	2,34	2,84	3,00
P1A56	2,56	2,82	2,90
P1A58	2,45	2,77	2,89
P2A31	2,48	2,84	2,99
P2A37	2,35	2,84	2,99
P3A05	2,58	2,84	2,94
P3A24	2,28	2,85	3,00
P3A28	2,32	2,85	2,97

### 5.3. Conclusões

Os métodos de interpretação nos domínios do espaço e do número de onda foram aplicados aos perfis gravimétricos perpendiculares a margem continental norte brasileira, no seu setor nordeste. Os resultados alcançados foram descritos nos itens anteriores e serão analisados a seguir.

Diferentemente das respostas positivas obtidas pela análise espectral com os dados sintéticos, sua aplicação no sinal observado mostrou que este método é limitado para a determinação dos parâmetros que geram o modelo teórico, que melhor explica os dados reais da área estudada. Com o uso do Simplex, foi ajustada, a partir de uma única descontinuidade horizontal, uma anomalia calculada ao perfil gravimétrico P3A05. Tal procedimento possibilitou caracterizar que: (i) estaria correta a premissa inicial admitida de que a anomalia gravimétrica poderia ser explicada satisfatoriamente por uma única descontinuidade, principalmente na região do talude continental; e (ii) pela análise gráfica iterativa da transformada de Fourier do sinal seria possível obter os parâmetros do modelo, quando este é devido apenas a um contexto geológico mais simples e representado por uma descontinuidade horizontal ou uma falha vertical.

O processo iterativo de busca aleatória (Simplex) mostrou-se bastante eficaz para ajustar os dados observados, no domínio do espaço. Partindo de um modelo teórico mais complexo, o Simplex convergiu sempre para os valores mínimos da função objeto escolhida e assim determinar os

parâmetros das várias descontinuidades horizontais que representam o modelo. Um procedimento iterativo foi introduzido para otimizar o método de busca automática e obter as soluções finais mais rapidamente. Por fim, a incorporação de vínculos limitou os resultados encontrados dentro do que seria aceitável geologicamente para a área.

O modelo clássico de margem continental do tipo passiva, já consagrado na literatura, e montado a partir das várias descontinuidades, apresentou-se suficiente para explicar a maior parte do sinal anômalo. Isto implica que as anomalias gravimétricas observadas refletem, sobremaneira, o contexto geológico esperado para a margem continental nordestina. Pelos resultados obtidos, algumas das principais características da área estudada seriam: (i) a crosta continental prolonga-se até a região do talude, e com uma diminuição suave da sua espessura em direção da crosta oceânica mais fina; (ii) a crosta superior, com profundidades de 2 a 4 km, apresenta uma densidade média entre 2,28 e 2,60  $g/cm^3$ , que possivelmente representa o pacote sedimentar da plataforma continental; (iii) a crosta intermediária com densidades entre 2,77 a 2,85  $g/cm^3$ , admitindo uma densidade constante de 2,89  $g/cm^3$  para a crosta oceânica, e espessuras de 10 a 14 km; e (iv) a crosta inferior atingindo profundidades de 32 a 40 km, com sua densidade média variando de 2,89 a 3,0  $g/cm^3$ , para um manto adjacente com densidade constante e igual a 3,1  $g/cm^3$ .

Os valores apresentados acima não são os resultados únicos para explicar a geologia da área. A não-unicidade das soluções obtidas é um problema inerente aos métodos geofísicos. A incorporação dos vínculos é uma forma de reduzir o número de resultados que ajustam igualmente os dados observados. Neste caso, outra forma de diminuir a ambiguidade seria a combinação dos métodos de interpretação nos domínios do espaço e do número de onda. Pela análise espectral seria possível determinar unicamente a densidade da crosta mais próxima da camada de água, e com este valor limitar o intervalo de variação das densidades da crosta superior no processo de busca automática. Infelizmente, os resultados obtidos com a análise espectral não foram satisfatórios e a interpretação conjunta dos dados não pôde ser realizada.

Vários procedimentos podem ser adotados para melhorar e evoluir os estudos iniciados neste trabalho. Como por exemplo, a introdução de informações a priori das densidades do pacote sedimentar e do embasamento cristalino subjacente obtidas por outros métodos como sondagens, dragagens e sísmica. A aplicação conjunta dos métodos potenciais e sísmicos pode tornar os resul-

tados finais menos ambíguos.

O estudo do equilíbrio isostático deve ser incorporado ao método de interpretação quantitativa. Isostasia é, comumente, referida como o estado de equilíbrio das tensões laterais em uma certa profundidade na litosfera, independentemente da composição das estruturas sobrepostas (Dehlinger, 1978). Para tanto, pode ser adaptado ao processo automático um vínculo implícito que conserve apenas as soluções que mantenham o modelo teórico em equilíbrio isostático. O método de busca aleatória, denominado Complex (Box, 1965), parece ser bastante adequado para realizar a interpretação iterativa vinculada ao modelo de compensação isostática de Airy-Heiskanen (Wilcox, 1974).

Uma evolução natural para o modelo proposto seria a incorporação de ângulos que permitam a variação da inclinação das descontinuidades, tornando o modelo teórico mais realístico. Neste caso, a relação número de pontos/número de parâmetros a determinar deve ser analisada. Pode-se propor também uma interpretação conjunta de vários perfis, evoluindo para uma análise em três dimensões dos dados. Para o processo de inversão pode-se adotar algoritmos de busca aleatória mais globais, como por exemplo, o método do Price (Price, 1977).

Seria proveitoso introduzir ao modelo teórico novos conjuntos de descontinuidades para tentar interpretar outras feições de relevância na área, como o guyot de Ceará e o terraço do Ceará. O aumento da janela espacial dos dados seria importante para caracterizar melhor todo o contexto que envolve a passagem da crosta continental para a crosta oceânica, através da margem continental nordestina, inclusive com a utilização de perfis gravimétricos terrestres perpendiculares a costa. Por fim, métodos para a análise da ambiguidade podem ser utilizados para obter uma visão crítica da não-unicidade dos resultados alcançados.

Finalmente, é importante ressaltar a necessidade crescente do estudo contínuo para o conhecimento geológico e geofísico das regiões submersas, tanto para fins científicos como para econômicos e de navegação. Dentro deste contexto, destacam-se os esforços realizados pelos ministérios da Educação e Cultura e da Marinha, empresas de prospecção de petróleo como a Petrobrás e universidades (UFPA, UFF, USP, entre outras). Várias instituições estrangeiras participam dos levantamentos científicos na costa brasileira a partir de projetos conjuntos com as nacionais, como por exemplo, o projeto WARR (Wide Angle Reflection and Refraction) da Universidade de Ham-

burgo e de instituições soviéticas, que realizarão perfis de geofísica marinha (sísmica e métodos potenciais), entre o Brasil e a África, sobre a zona de fratura Romanche.

## AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Jürgen H. Bischoff e Prof. Dr. Lourenildo W. B. Leite pela orientação nesta tese de mestrado.

Ao outro membro da comissão examinadora Dr. Marco Polo da Boa Hora pela análise crítica e correção deste trabalho.

Ao convênio UFPA/PETROBRÁS/FADESP/CAPES/FINEP/CNPq pelo apoio financeiro e concessão da bolsa de estudos.

Ao curso de pós-graduação em geofísica da UFPA pela oportunidade da realização deste mestrado.

Ao colega Walter E. de Medeiros pelas críticas construtivas e sugestões durante a redação da tese.

Aos colegas pós-graduandos nas áreas de geofísica e geologia, que passaram por esta instituição no período de 1988 a 1990. E em especial, a todos os integrantes da primeira turma a se graduar no curso de pós-graduação em geofísica, que estão concluindo suas teses neste período, e os que, por motivos adversos, infelizmente, não conseguiram completar esta jornada conosco.

**BIBLIOGRAFIA**

- ASMUS, H. E., 1984, Geologia da Margem Continental Brasileira. In: Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais. Escala 1: 2500000. Brasília. DNPM. 443-472.
- BENDER, A. A., 1988, Estratigrafia sintética do Terciário da bacia Pará-Maranhão. Anais do XXXV Cong. Bras. de Geol., 5, 2107-2121.
- BOTT, M. H. P., 1982, The Interior of the Earth: its structure, constitution and evolution. Elsevier Scientific Publishing Company.
- BOX, M. J., 1965, A new method of constrained optimizations and a comparison with other methods. Computer J., 8:42.
- BRIGGS, I. C., 1974, Machine contouring using minimum curvature. Geophysics, 39 (1) 39-48.
- CARLSON, R. L. & RASKIN, G. S., 1984, Density of the ocean crust. Nature, 311 (1) 555-558.
- CHAVES, H. A. F., 1983, Introdução Geral. In: Processos e Métodos (Relatório Geral). Rio de Janeiro. Petrobrás. 7-33. (Série Projeto REMAC).
- CLAERBOUT, J. F., 1985, Fundamentals of geophysical data processing. Blackwell Scientific Publications.
- COSTA, M. P. de A.; KOWSMANN, R. O.; AMARAL, C. A. B., 1976, Considerações geotécnicas em oceano profundo a partir de dados sísmicos e ecobatimétricos. Anais do XXXIX Cong. Bras. de Geologia, 3, 251-8.
- DAMUTH, J. E. & PALMA, J. J. C., 1979, Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. Rio de Janeiro. Petrobrás. 53-88.
- DEHLINGER, P., 1978, Marine Gravity. Elsevier Oceanography Series, 22. Elsevier Scientific Publishing Company.
- DEHLINGER, P. & JONES, B. R., 1965, Free-Air gravity anomaly map of the Gulf of Mexico, 1963 Edition. Geophysics, 30 (1) 102-110.

- DRAKE, C. L. & KOMINSKAYA, I. P., 1969, The transition from continental to oceanic crust. *Tectonophysics*, 7 (1) 363.
- DUARTE, O. O., 1988, Dicionário Inglês-Português de termos técnicos usados na prospecção sísmica. Rio de Janeiro. Petrobrás/CENPES.
- FORSYTHE, G. E.; MALCOLM, M. A.; MOLER, C. B., 1977, Computer methods for mathematical computations. Prentice Hall Inc.
- GARLAND, G. D., 1979, Introduction to geophysics. W. B. Saunders Company.
- HIMMELBLAU, D. M., 1972, Applied nonlinear programming. McGraw-Hill.
- KUMAR, N., 1976, Study of evaporites in the South Atlantic; process report. Palisades, Lamont Doherty Geological Observatory /Projeto Remac, 17p.
- LANGERRAR, W., 1984, Surveying and charting of the seas. Elsevier Oceanography Series, 37. Elsevier Scientific Company.
- MENKE, W., 1984, Geophysical data analysis: discrete inverse theory. Academy Press, Inc.
- MIURA, K. & BARBOSA, J. C., 1972, Geologia da plataforma do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte. Anais do XXVI Cong. Bras. de Geol., 2, 57-66.
- NELDER, J. A. & MEAD, R., 1964, A Simplex method for function minimization. *Computer*, 7 (1) 308
- ODEGARD, M. E. & BERG Jr., J. W., 1965, Gravity interpretation using the Fourier integral. *Geophysics*, 30 (3) 424-438.
- OJEDA, H. A. O., 1982, Structural framework, stratigraphy and evolution of brasilian marginal basins. *AAPG Bull.*, 6 (6) 732-749.
- PALMA, J. J. C. , 1984, Fisiografia da Área Oceânica. In: Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais. Escala 1: 2500000. Brasília. DNPM. 429-441.



- PRICE, W. L., 1977, A controlled random search procedure for global optimisation. *The Computer Journal*, 20 (4) 367–370.
- SHERIFF, R. E., 1974, Navigation requirements for geophysical exploration. *Geophys. Prospecting*, 22 (1) 526–533.
- SILVA, J. B. C., 1986, Métodos Potenciais. Gravimetria. Belém. CPRM. 151.
- SPENDLEY, W.; HEXT, G. R. ; HIMSWORTH, F. R., 1962, Sequential application of Simplex designs in optimization and evolutionary operation. *Technometrics*, 4 (1) 441.
- TALWANI, M.; WORZEL, J. L.; LANDISMAN, M., 1959, Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. *J. Geophys. Research*, 64 (1) 49–59.
- THOMPSON, G. A. & TALWANI, M., 1964, Crustal structure from Pacific basin to central Nevada. *J. Geophys. Research*, 69 (22) 4813.
- TURCOTTE, D. L. & SCHUBERT, G., 1982, *Geodynamics. Applications of continuum physics to geological problems.* John Wiley & Sons, Inc.
- WILCOX, L. E., 1974, An analysis of gravity prediction methods for continental areas. Missouri, DMAAC Reference Publication No 74–001.
- WORZEL, J. L. & SCHUBERT, G. L., 1955, Gravity anomalies at continental margins. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 41 (1) 458.

**FIGURAS**

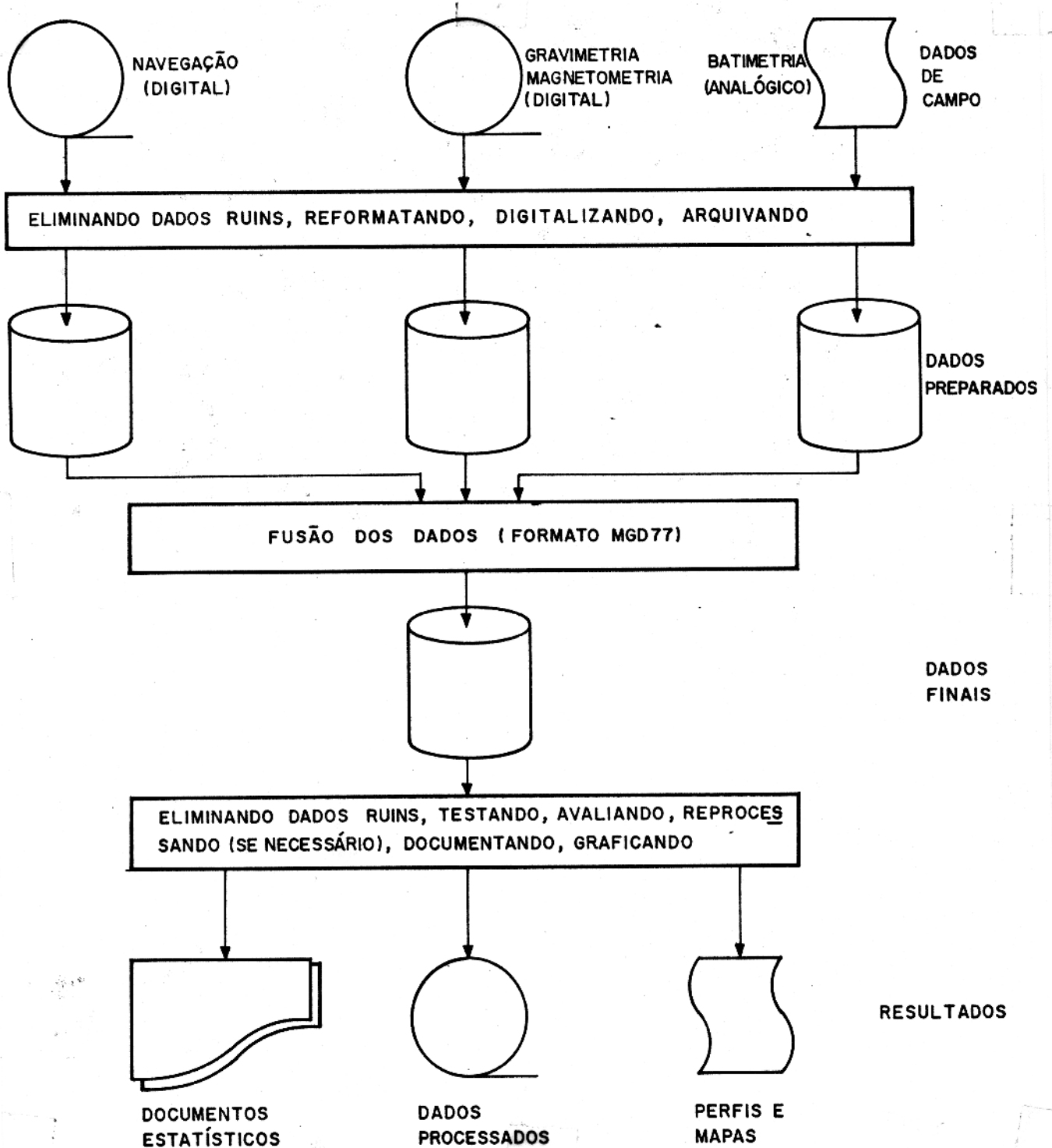


FIG. 2.1. - FLUXOGRAMA GERAL DO PROCESSAMENTO DE DADOS GEOFÍSICOS EM LEVANTAMENTOS MARINHOS. SEGUNDO OSU/CONMAR.

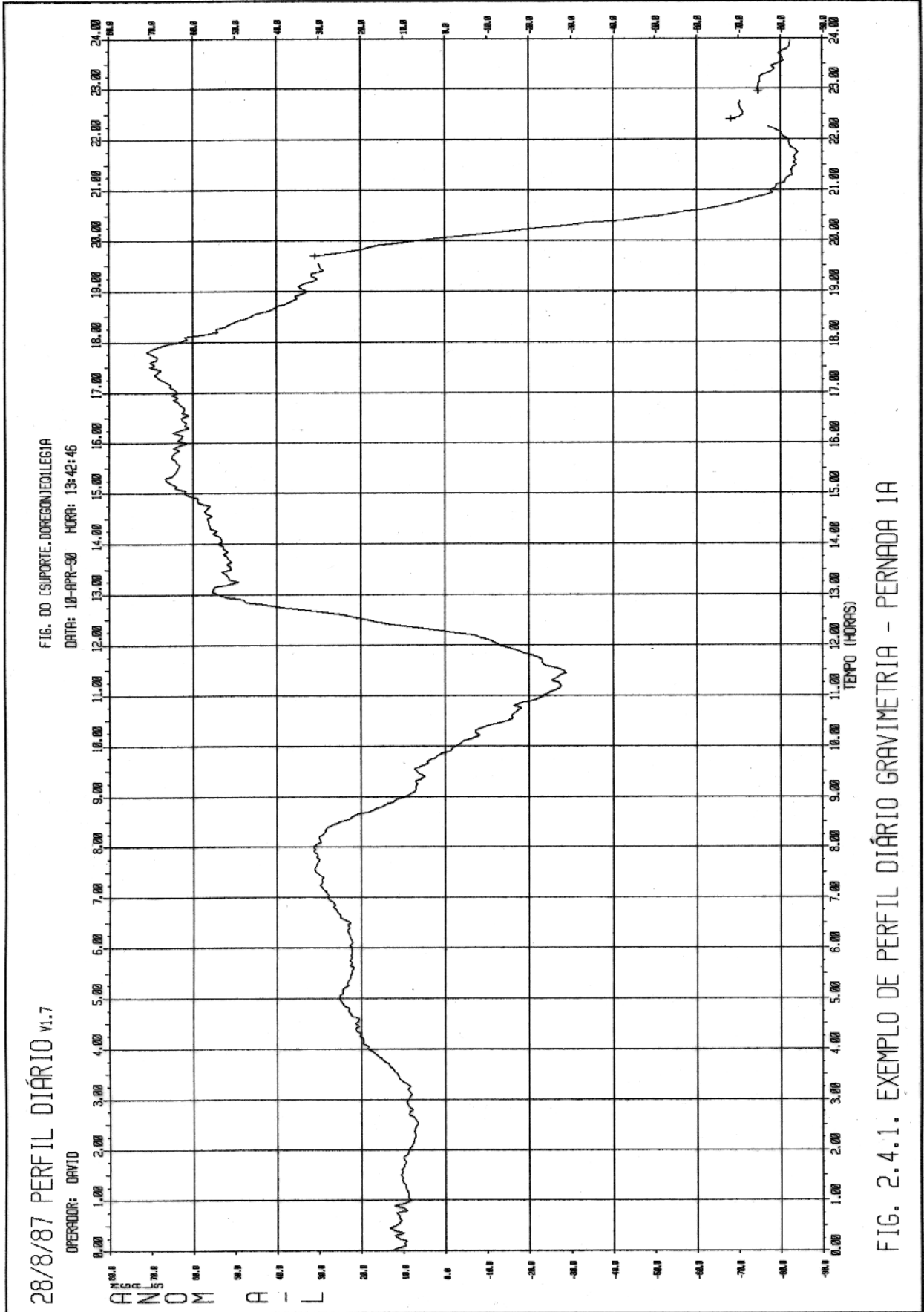
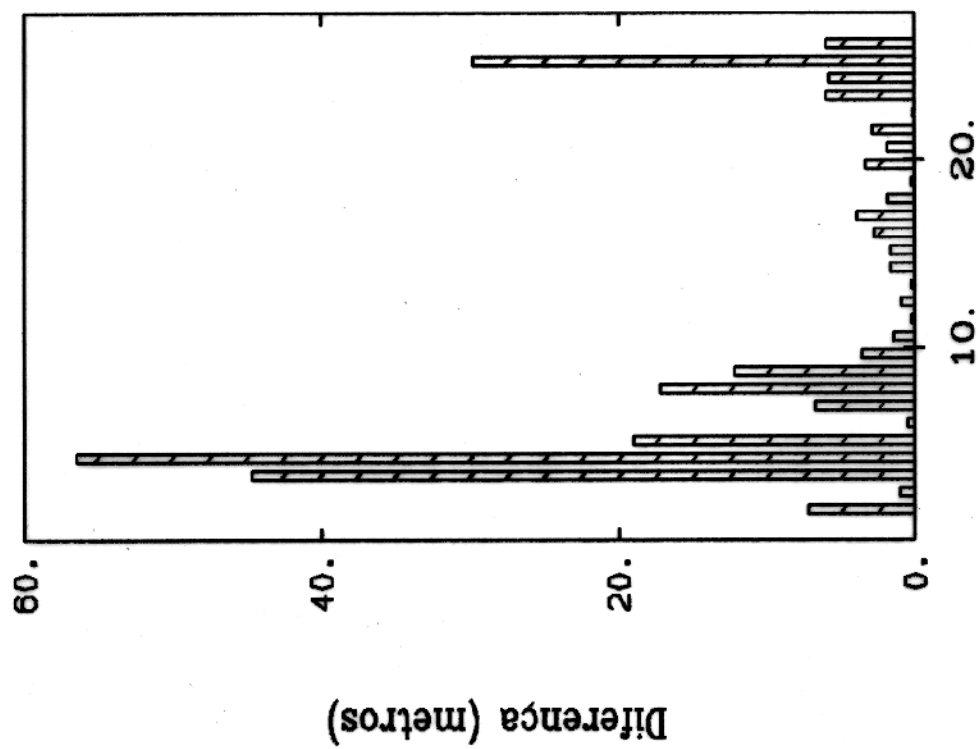


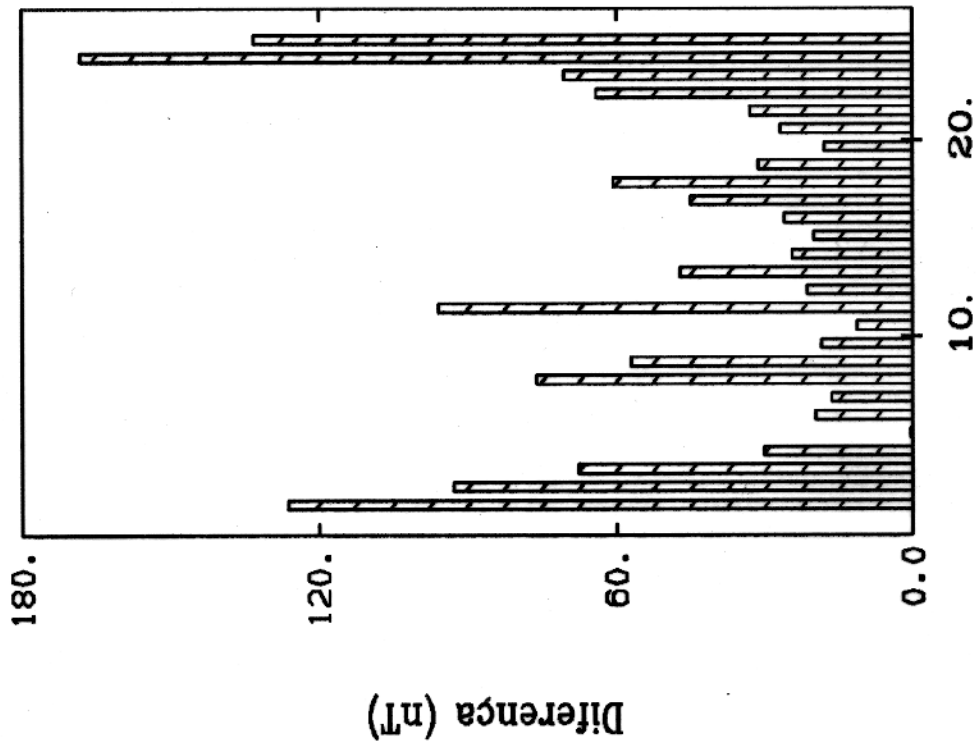
FIG. 2.4.1. EXEMPLO DE PERFIL DIÁRIO GRAVIMETRIA - PERNADA 1A

Batimetria - Pernada 3A



Número de cruzamentos

Magnetometria - Pernada 3A



Número de cruzamentos

Fig.2.4.2. Exemplos de histogramas de erros de cruzamento.

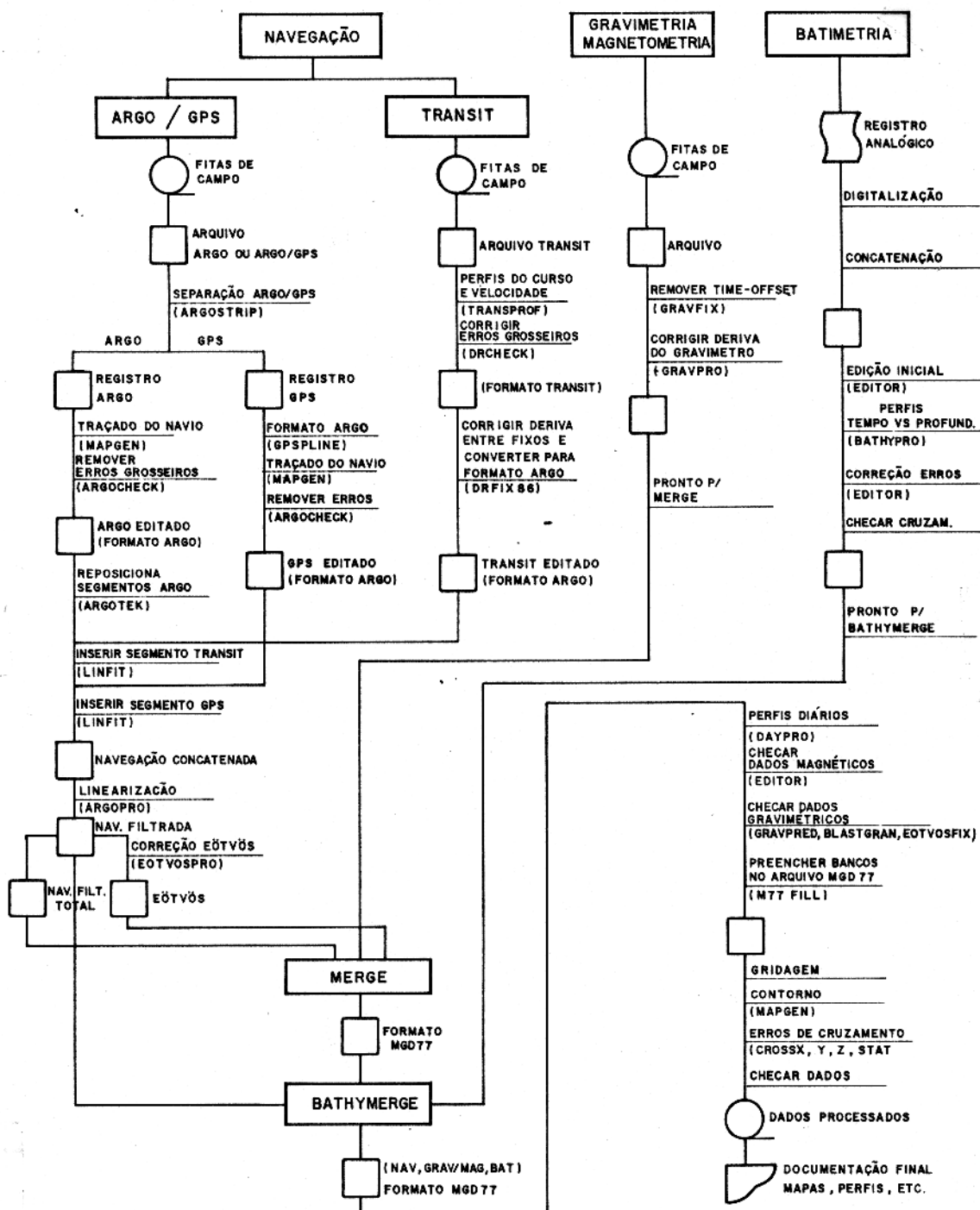


FIG. 2.4.3. — FLUXOGRAMA GERAL PARA O PROCESSAMENTO DE DADOS GEOFÍSICOS EM LEVANTAMENTOS MARINHOS (OSU/COMAR).

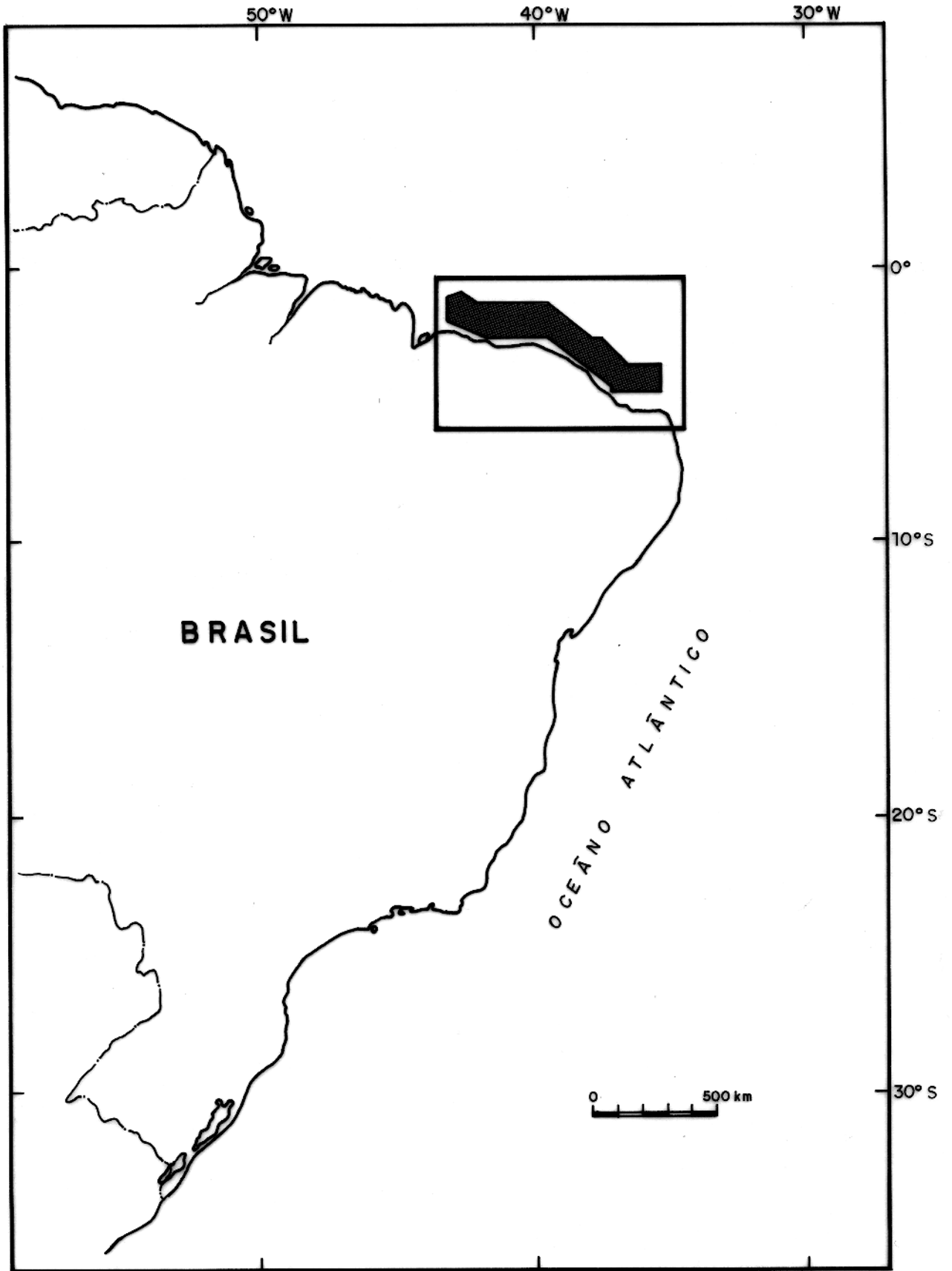
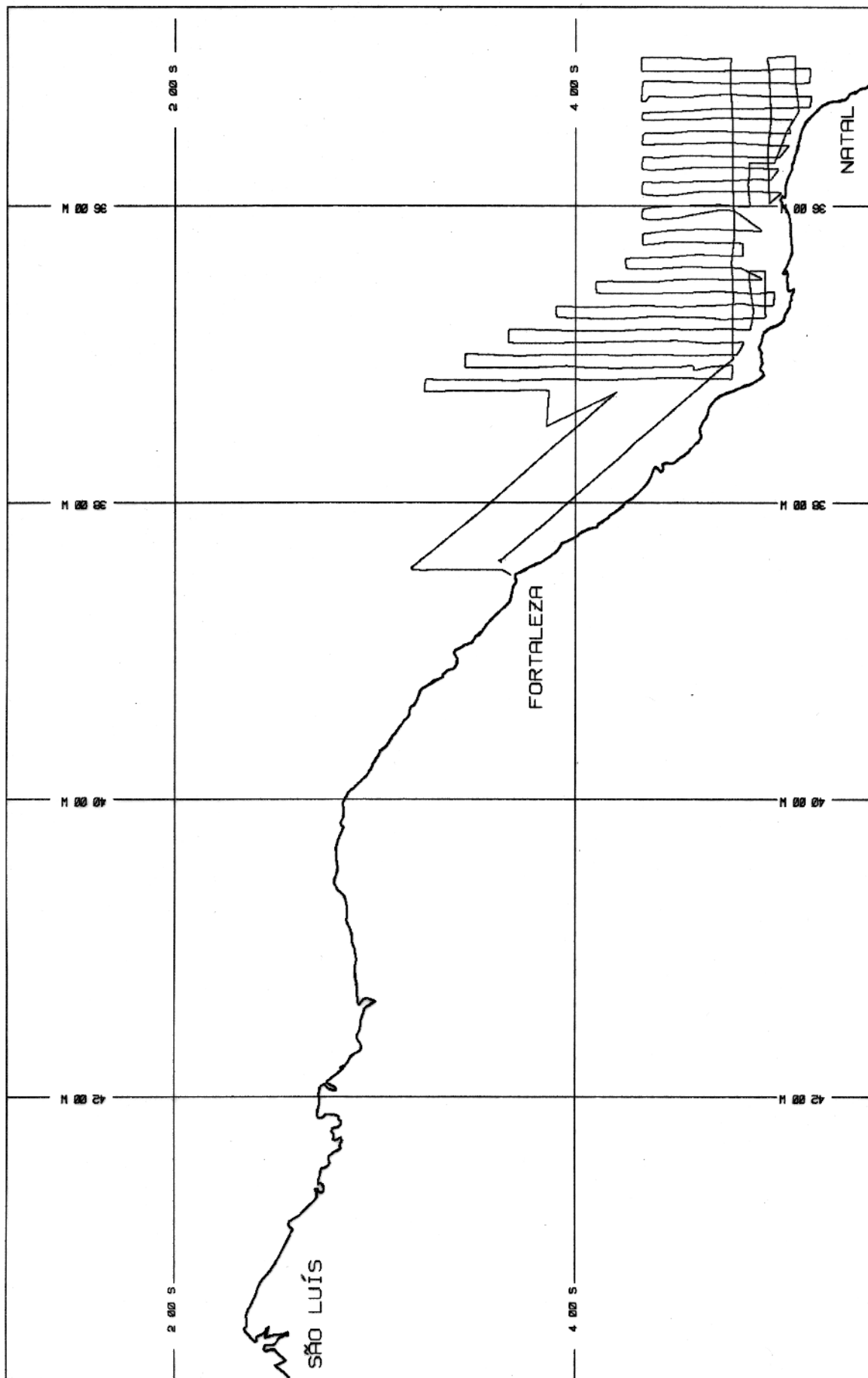


FIG. 2.5.1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA MAPEADA PELO PROJETO EQUANT I.

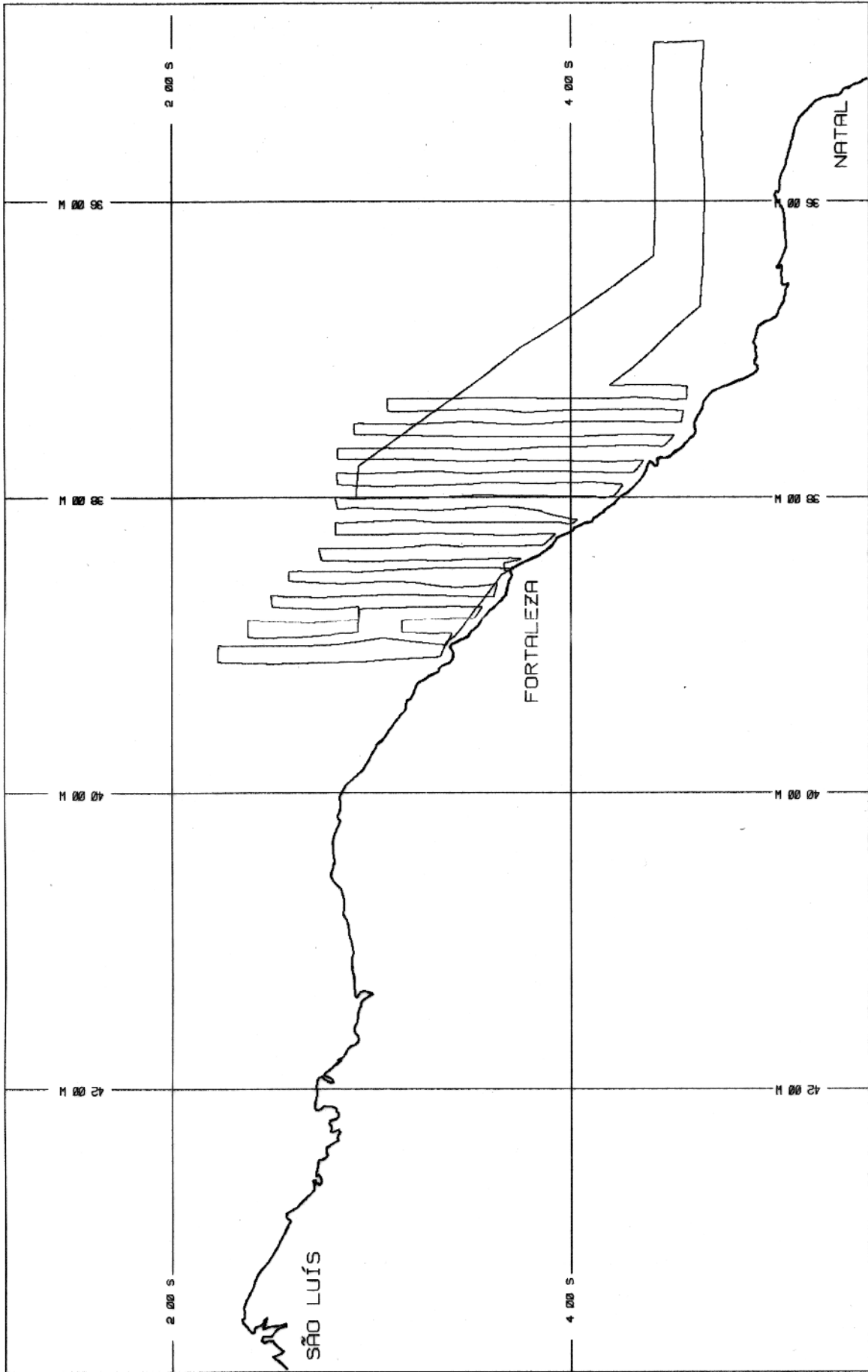


FORNECIDO EM DESEMPENHO DO SERVIÇO DE  
PROJEÇÃO E DESEMPENHO DO SERVIÇO DE  
PROJEÇÃO E DESEMPENHO DO SERVIÇO DE  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PIAUÍ  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PIAUÍ  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PIAUÍ  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PIAUÍ

MGS 72 ESC. HORIZ. : 1 : 50 000  
ESC. VERT. : 1 : 25 000

**FIG. 2.5.2.A**  
LOCALIZAÇÃO DAS PERNADAS  
PERNADA 1A



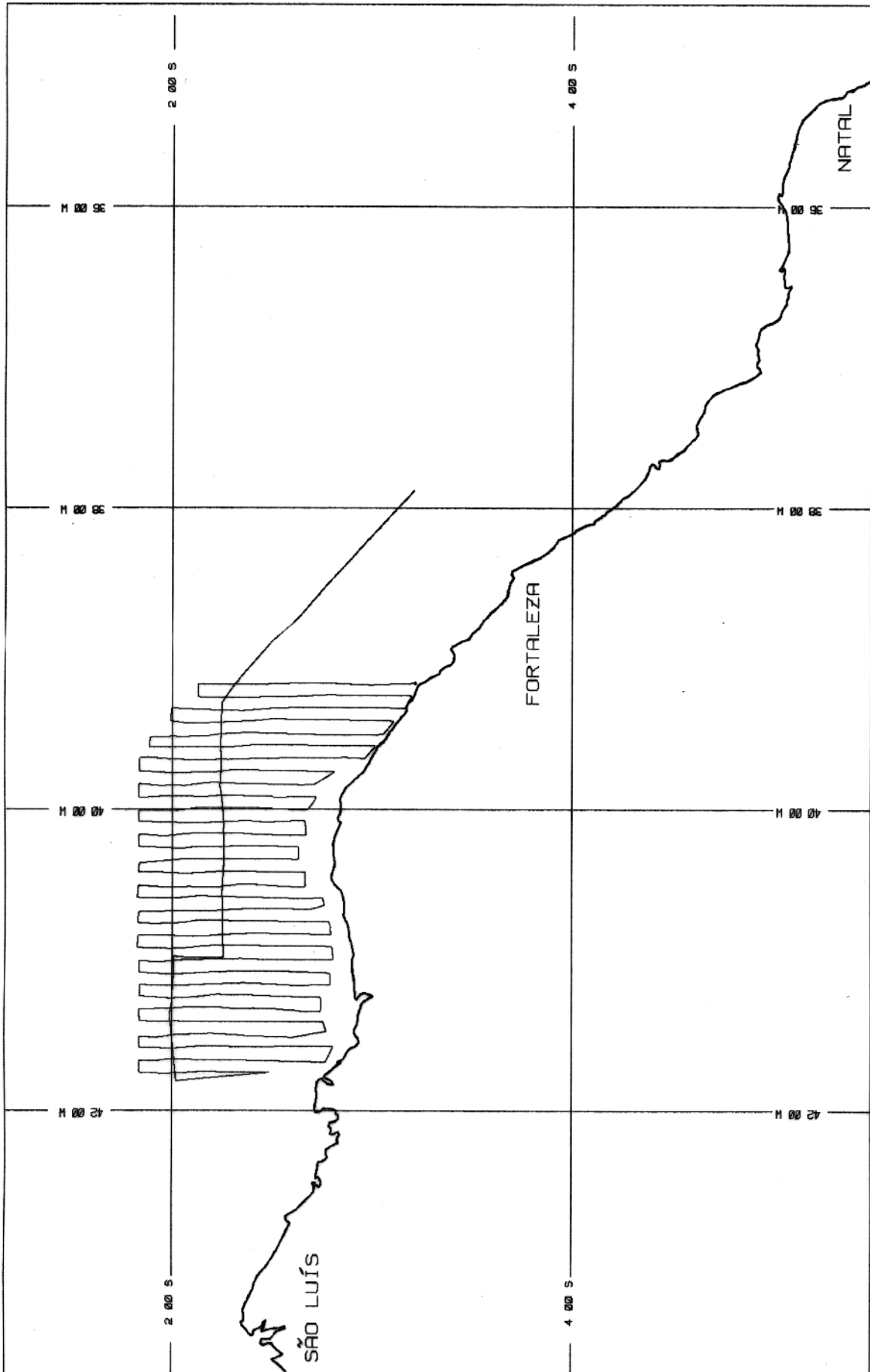


**FIG. 2.5.2.B**  
 LOCALIZAÇÃO DAS PERNADAS  
 PERNADA 2A

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PIAUÍ  
 INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS  
 DEPARTAMENTO DE GEOMÁTICA

WGS 72 ESC. HORIZ. : 1 : 50 000  
 ESC. VERT. : 1 : 25 000

UNIVERSITY OF CALIFORNIA  
 DEPARTMENT OF GEOGRAPHY  
 UNIVERSITY OF CALIFORNIA

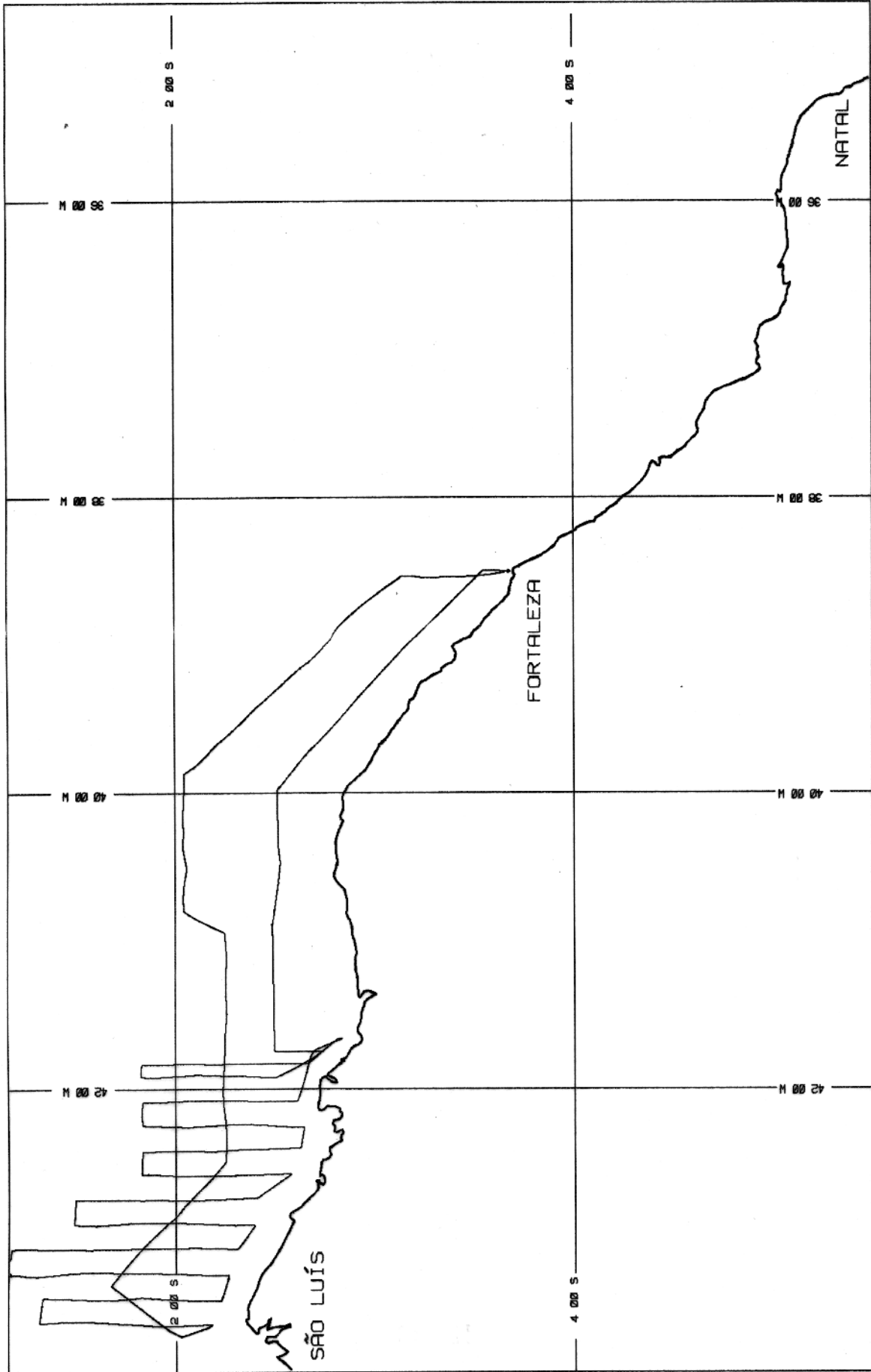


INSTITUTO DE GEOLOGIA  
 DEPARTAMENTO DE GEOTECNIA  
 UNIVERSIDADE FEDERAL DO PIAUÍ  
 TERMO DE REFERÊNCIA

**U F P A**  
 UNIVERSIDADE FEDERAL DO PIAUÍ

MGS 72  
 ESC. HORIZ. : 1 : 50 000  
 ESC. VERT. : 1 : 25 000

**FIG. 2.5.2.C**  
 LOCALIZAÇÃO DAS PERNADAS  
 PERNADA 3A



**FIG. 2.5.2.D**  
 LOCALIZAÇÃO DAS PERNADAS  
 PERNADA 4A

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PIAUÍ  
 UFP  
 UNIVERSIDADE FEDERAL DO PIAUÍ  
 UNIVERSIDADE FEDERAL DO PIAUÍ

WGS 72 ESC. HORIZ. 1 : 50 000 ESC. VERT. 1 : 50 000

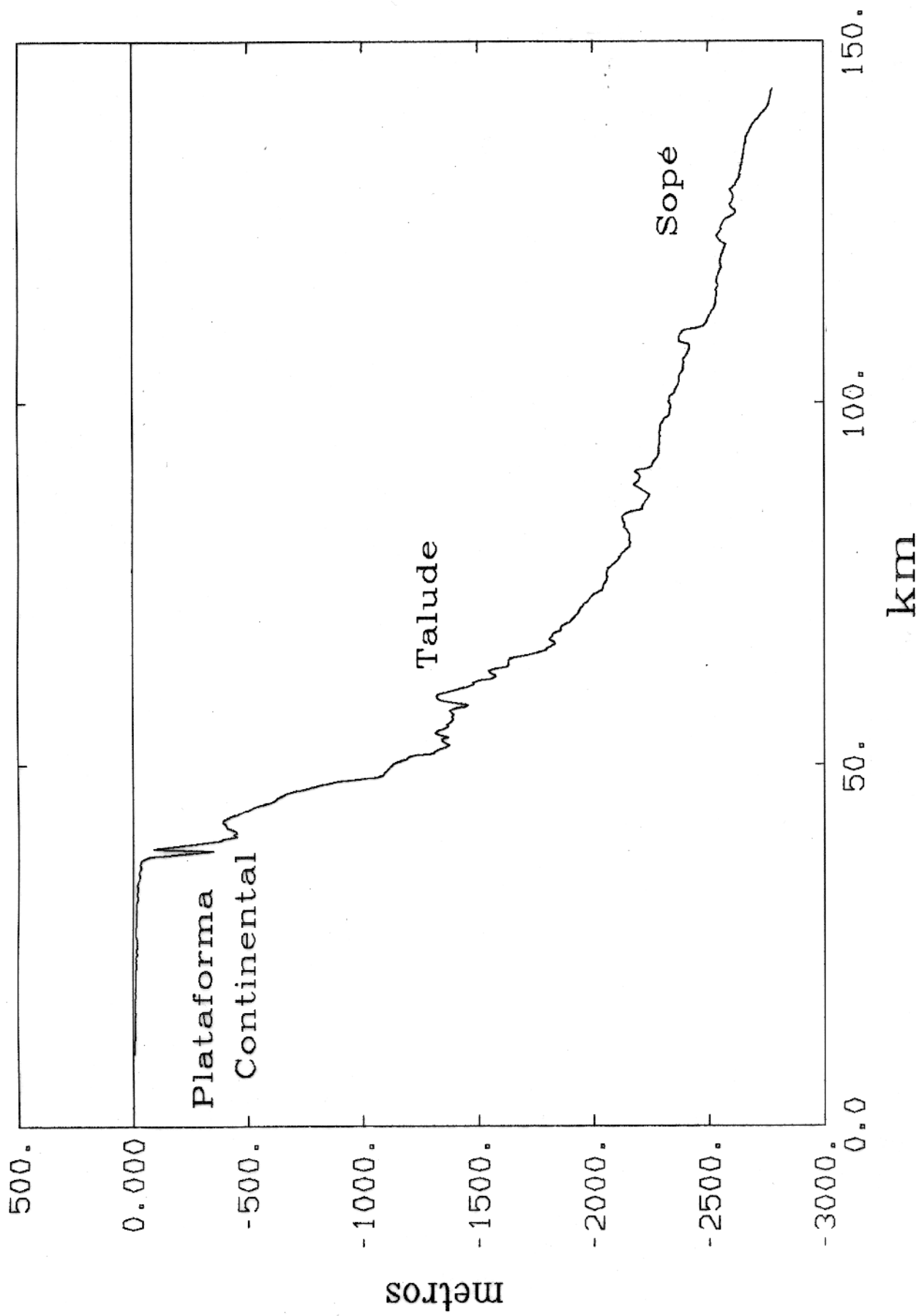


Fig.3.1.2. Principais feições fisiográficas da margem continental do tipo passiva.

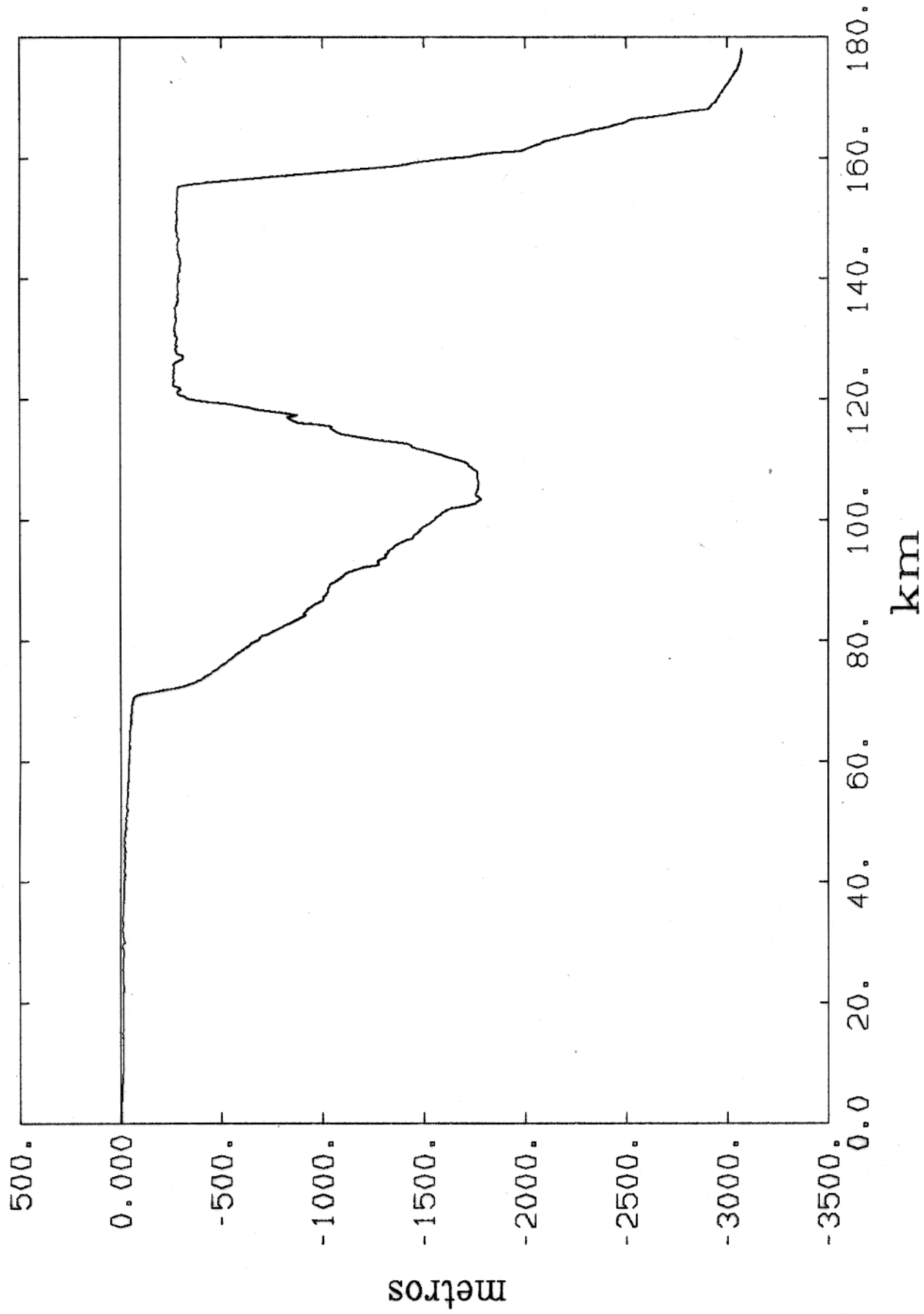


Fig.3.1.3. Perfil batimétrico do guyot do Ceará.

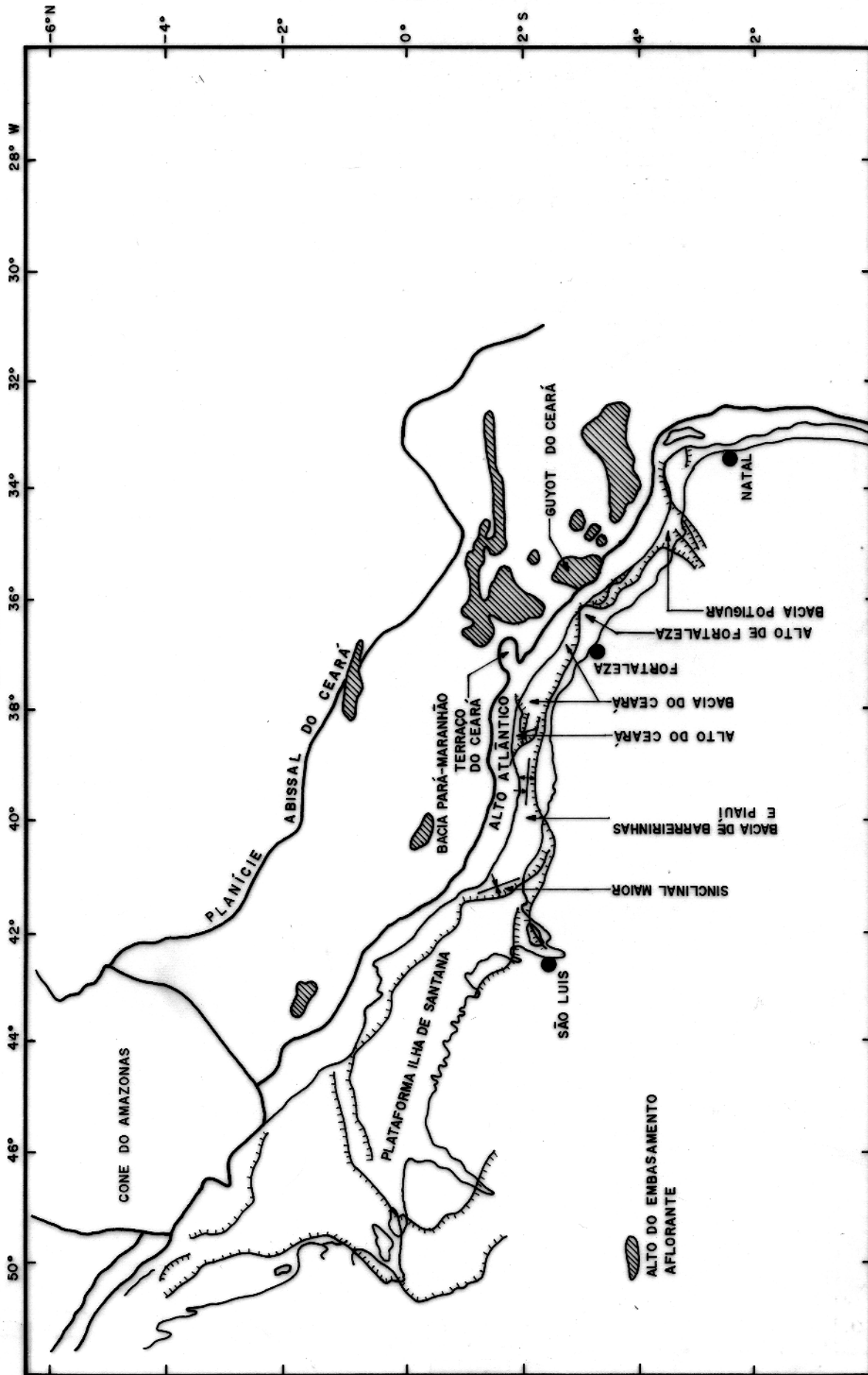
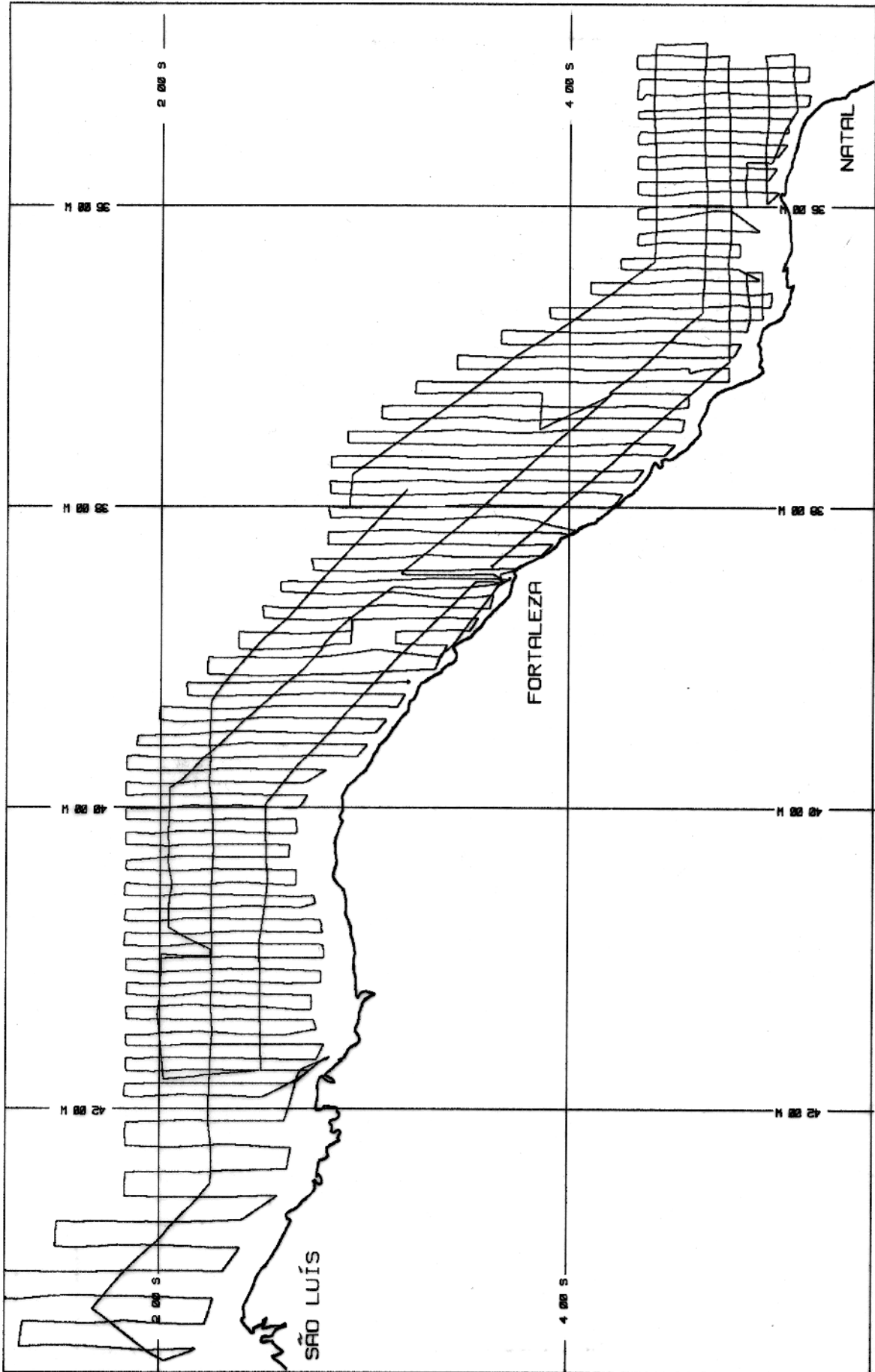


FIG. 3.1.4. — LOCALIZAÇÃO DAS BACIAS SEDIMENTARES COSTEIRAS E DE ÁGUAS PROFUNDAS DA MARGEM CONTINENTAL NORTE BRASILEIRA, COM SEUS LIMITES TECTONO-FISIOGRÁFICOS (MAPA COMPILADO DO TEXTO EXPLICATIVO DO MAPA - GEOLÓGICO BRASILEIRO E DA ÁREA OCEÂNICA ADJACENTE INCLUINDO DEPÓSITOS MINERAIS, ET AL., 1984).

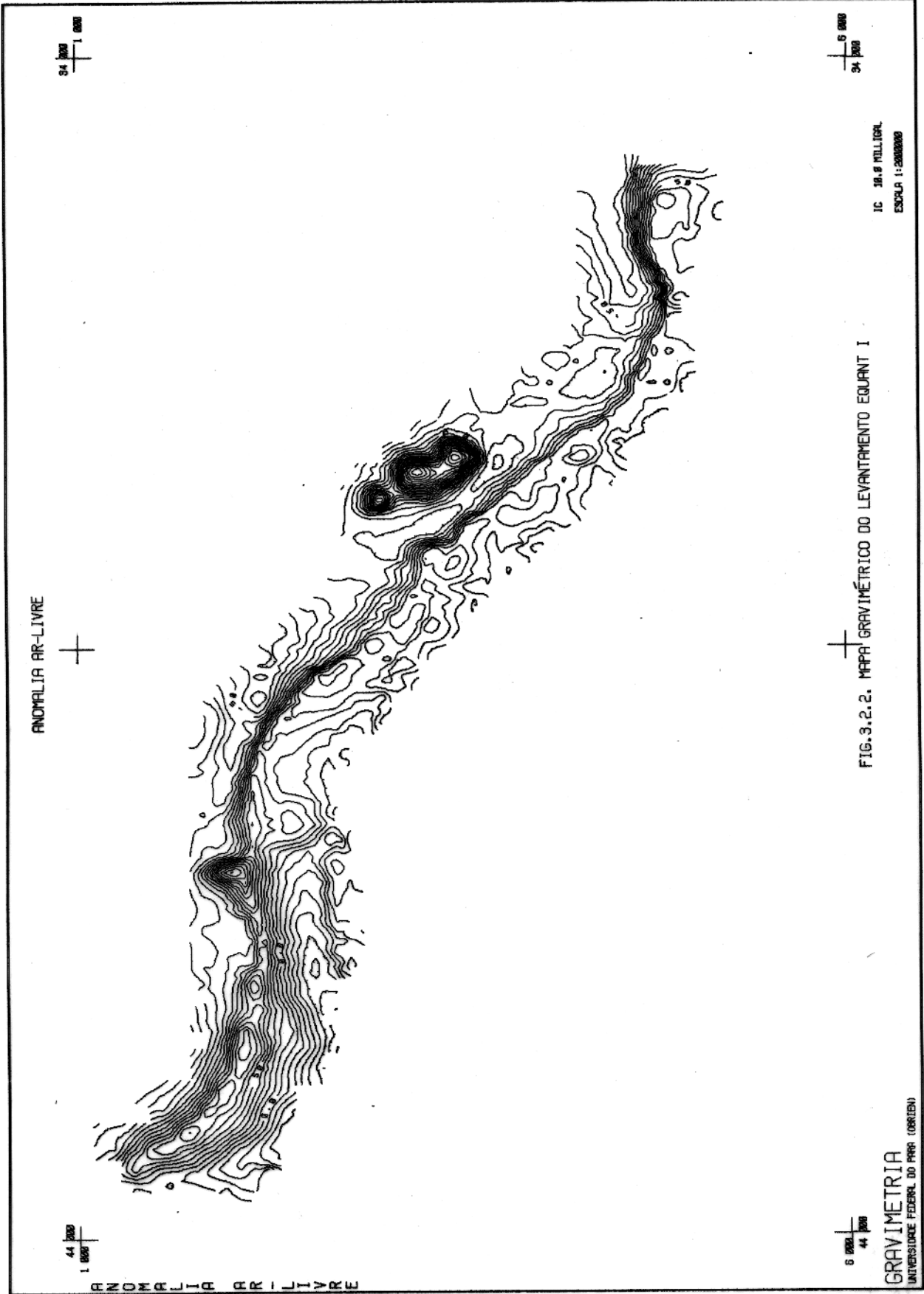


INSTITUTO DE PESQUISA E DESENVOLVIMENTO  
 DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA  
 UNIVERSIDADE FEDERAL DO PIAUÍ  
 TERESINA - PIAUÍ - BRASIL

**UFPA**  
 UNIVERSIDADE FEDERAL DO PÁRA  
 BELÉM - PÁRA - BRASIL

MGS 72    ESC. HORIZ. : 1 : 50 000  
 ESC. VERT. : 1 : 25 000

**FIG.3.2.1.**  
 TRACADO DO NAVIO  
 PERNADAS 1A, 2A, 3A E 4A



IC 36.9 MILLIGAL  
ESCALA 1:2000000

FIG. 3.2.2. MAPA GRAVIMÉTRICO DO LEVANTAMENTO EQUANT I

GRAVIMETRIA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARR (ORIENT)



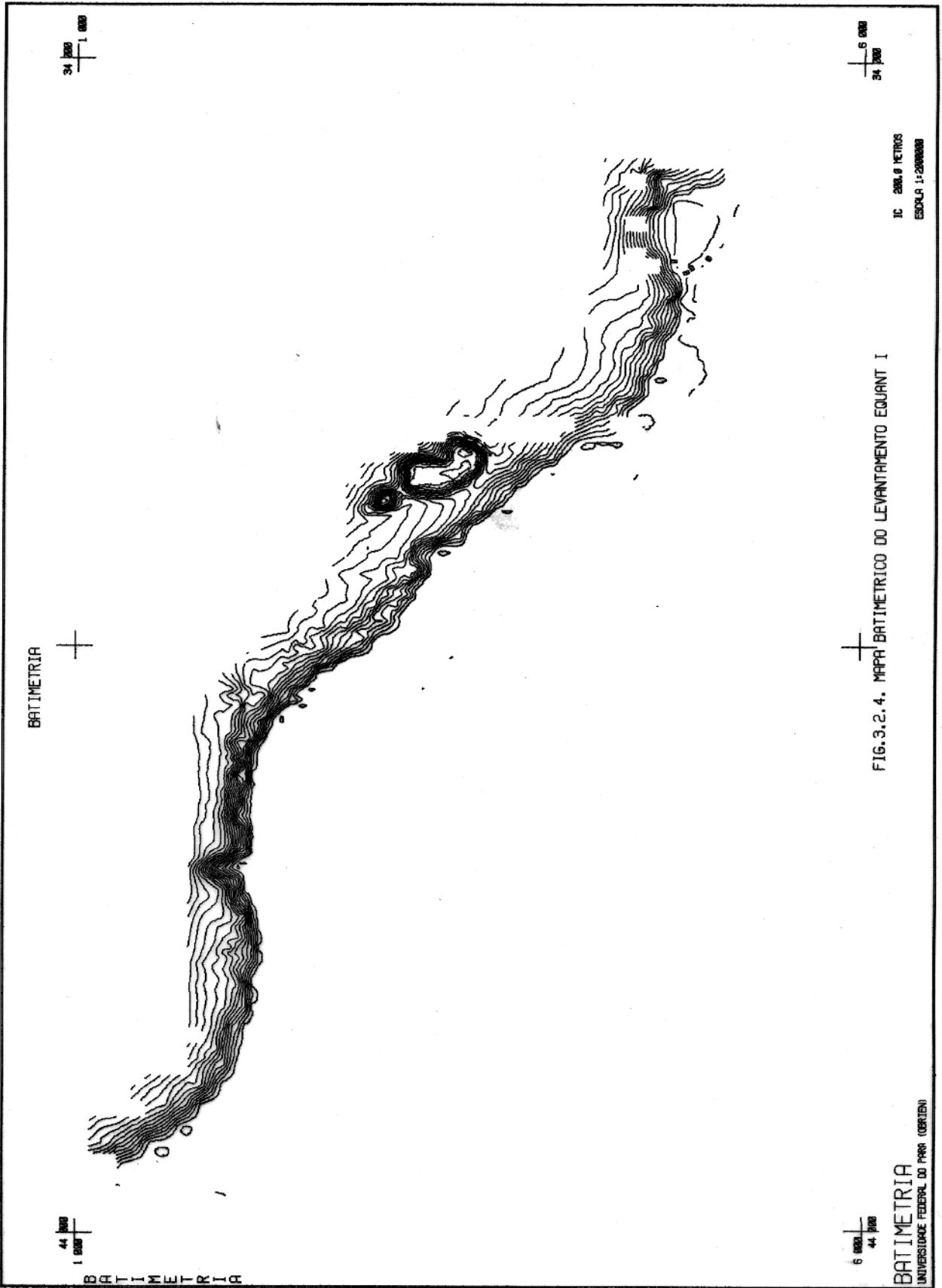
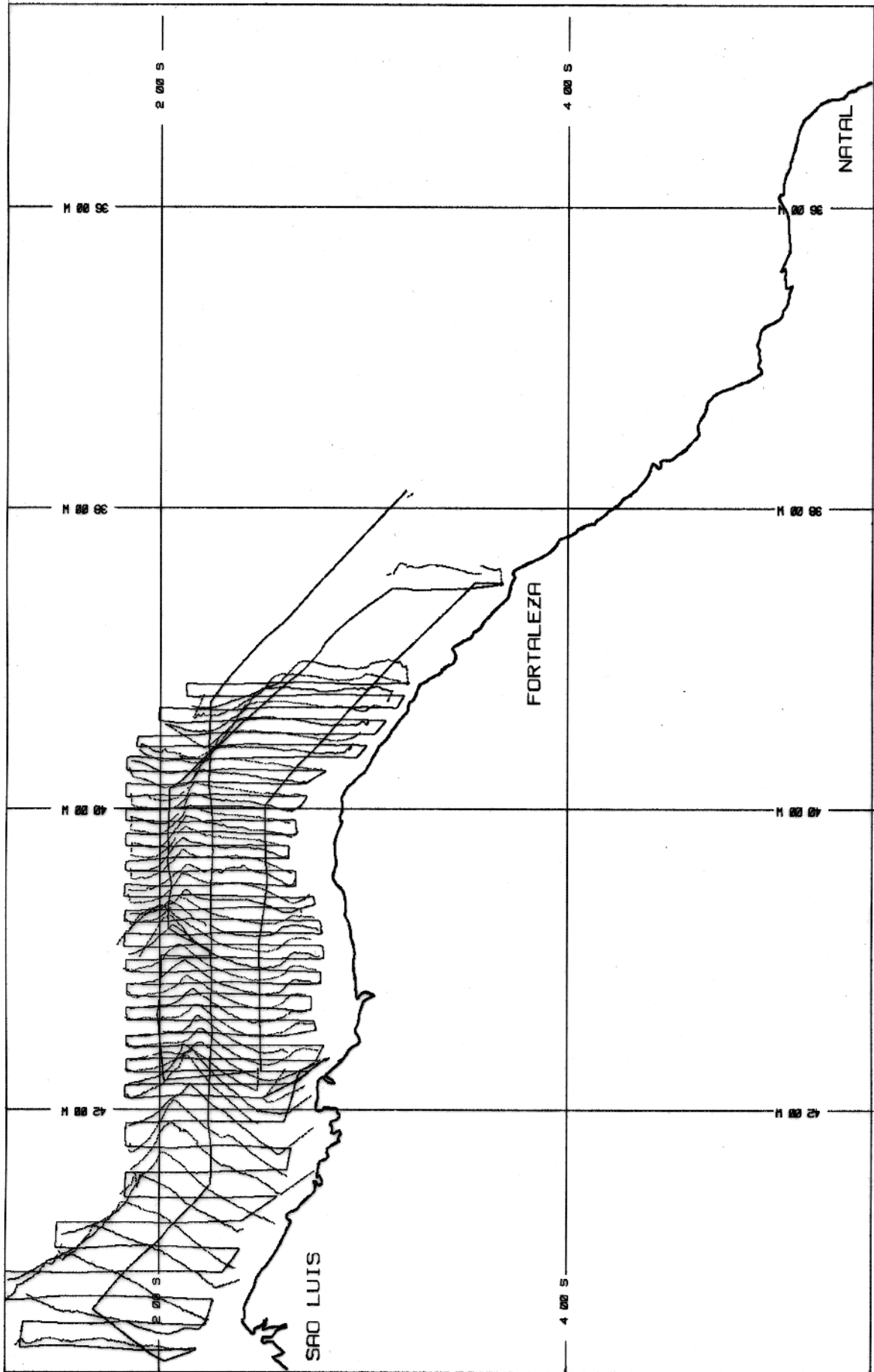


FIG. 3.2.4. MAPA BATIMETRICO DO LEVANTAMENTO EQUANT I



U F P A  
 UNIVERSIDADE FEDERAL DO PIAUÍ  
 INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLÓGICAS  
 DEPARTAMENTO DE GEOMÁTICA  
 MGS 72 ESC. HORIZ. : 1 : 50 000  
 ESC. VERT. : 1 : 25 000

**FIG. 3.2.6.**  
 PERFIS REBATIDOS - GRAVIMETRIA  
 PERNADAS 3A E 4A

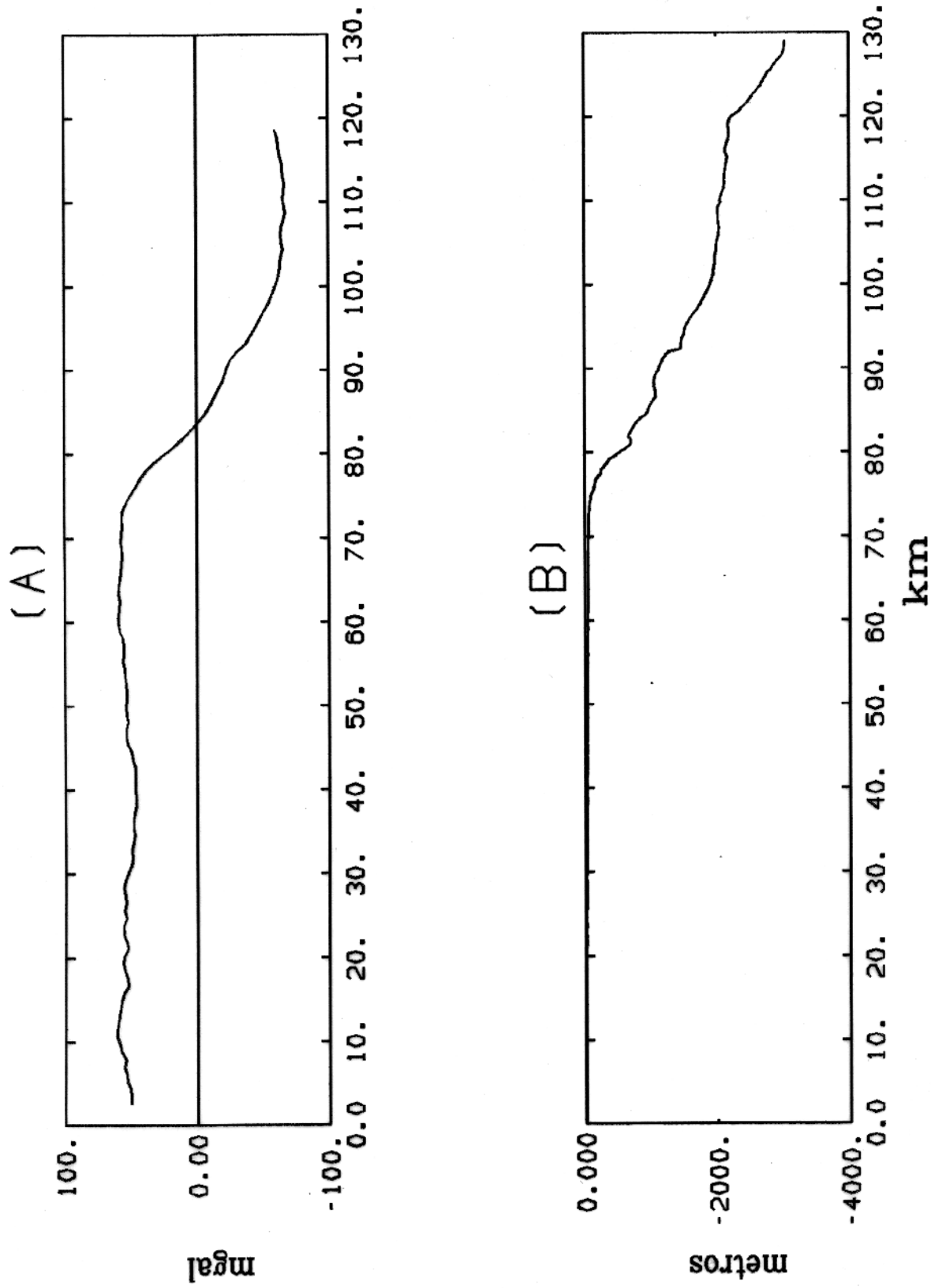


Fig.4.1.1. Anomalia gravimétrica padrão (A), observada em perfil perpendicular a margem continental norte (B).

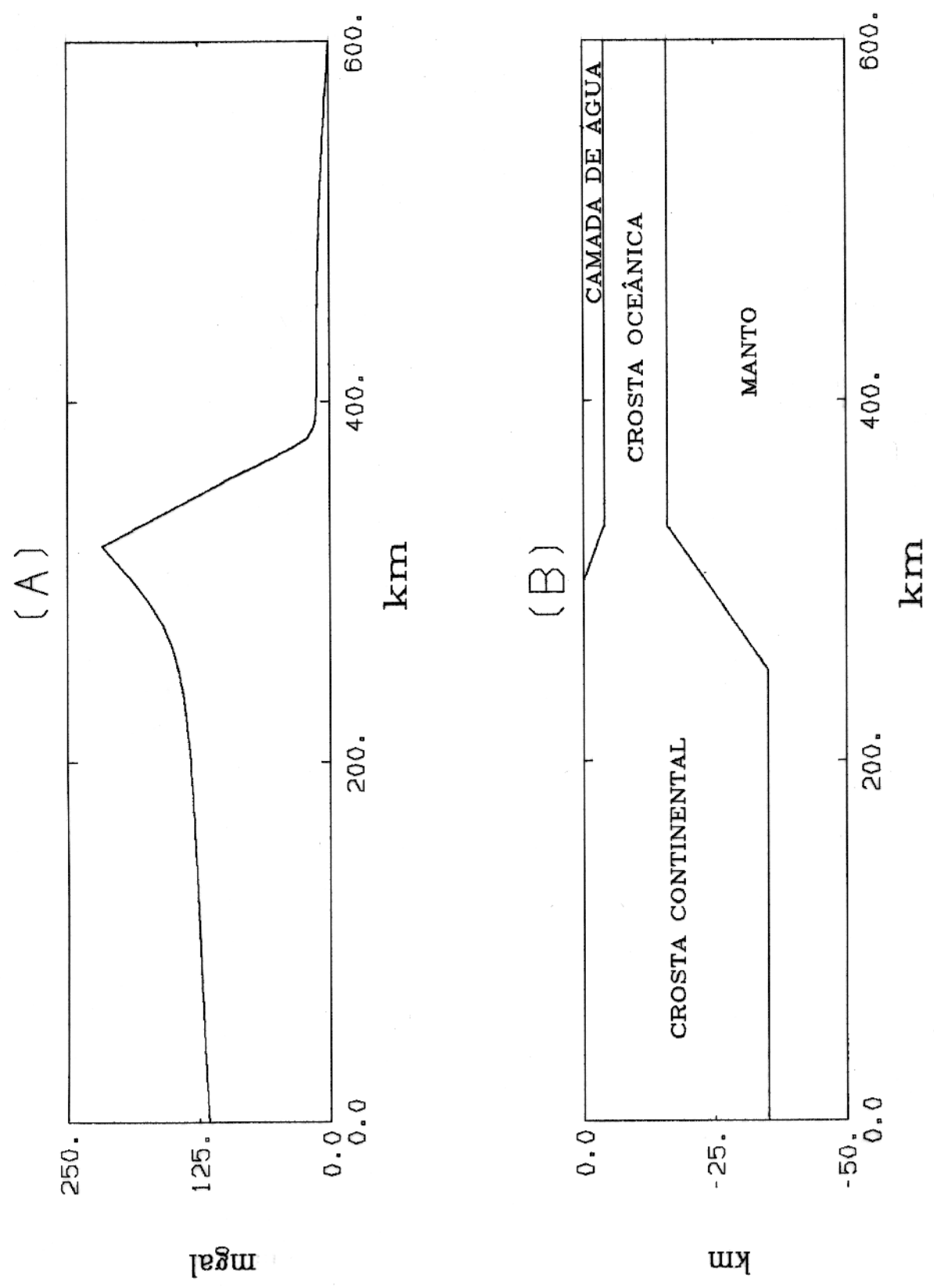


Fig.4.1.2. Anomalia gravimétrica (A) devido a margem continental do tipo passiva (B).

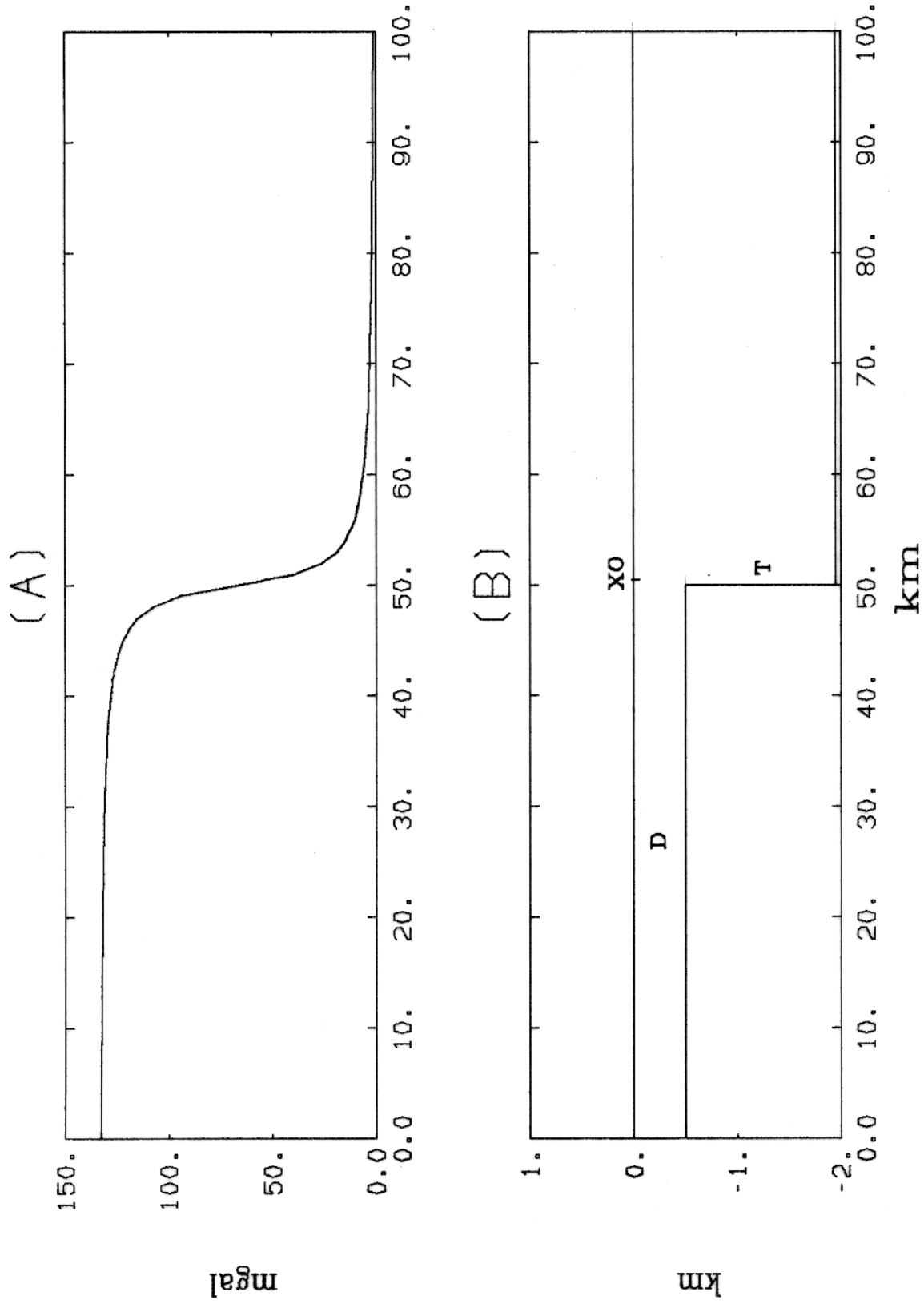


Fig.4.1.3. Gravidade vertical  $g_z(x)$  (A) devido a descontinuidade bidimensional (B). (D - profundidade; T - rejeito; e  $X_0$  - localização da descontinuidade)

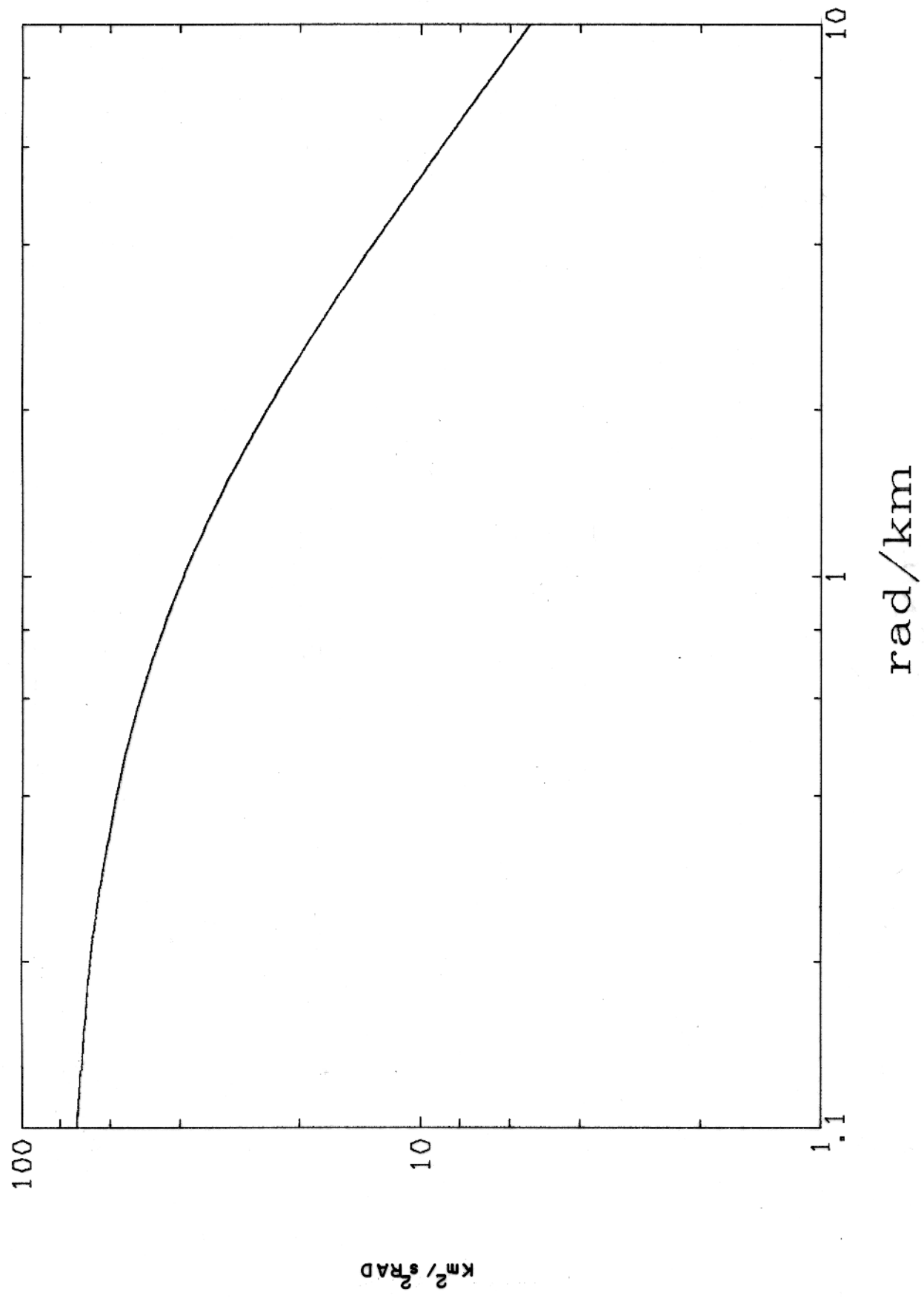


Fig.4.1.4.  $F_f(w)$  - Transformada de Fourier continua vs  $w$ .

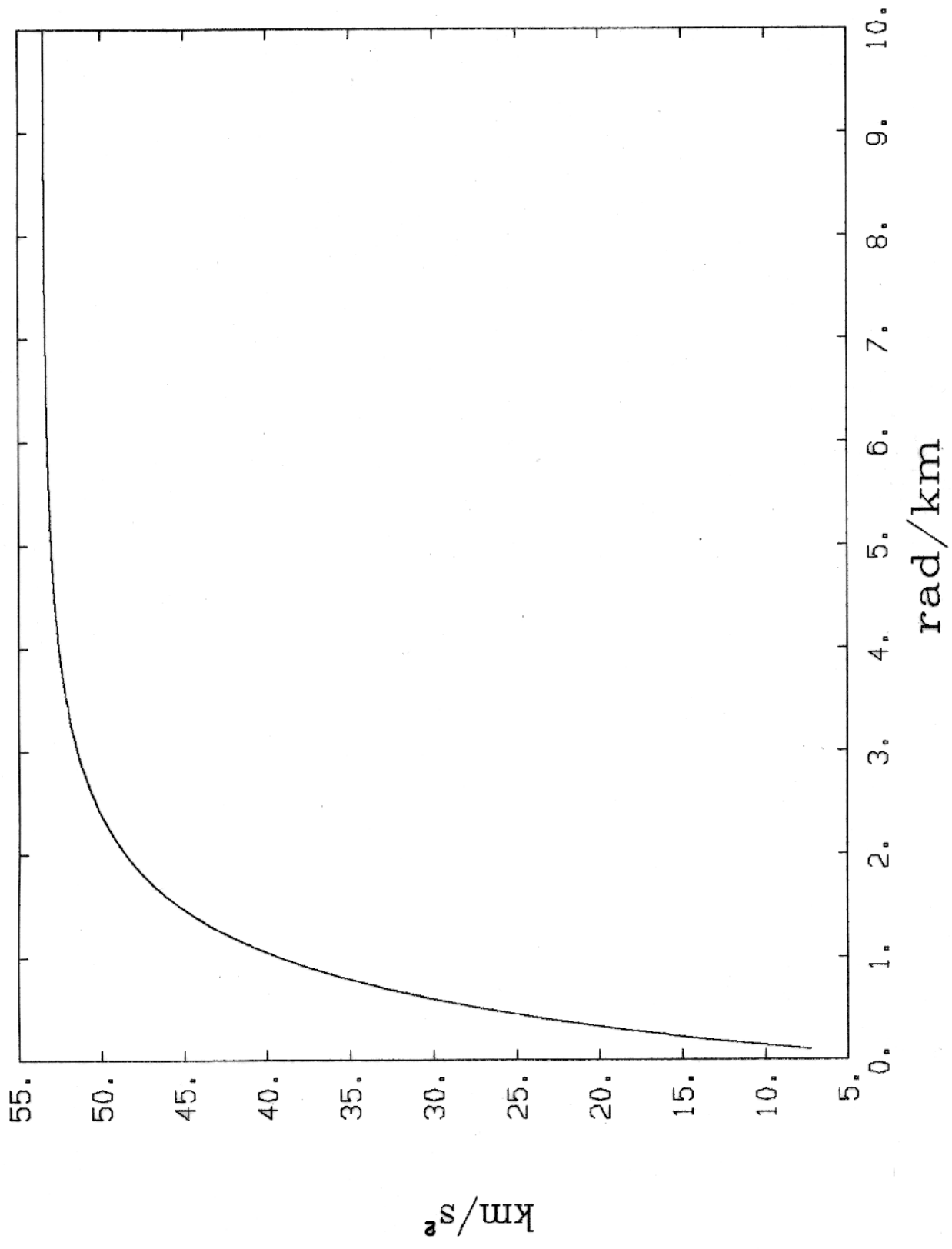


Fig.4.1.5.  $f(w)$  - Transformada de Fourier multiplicada por  $w$ .

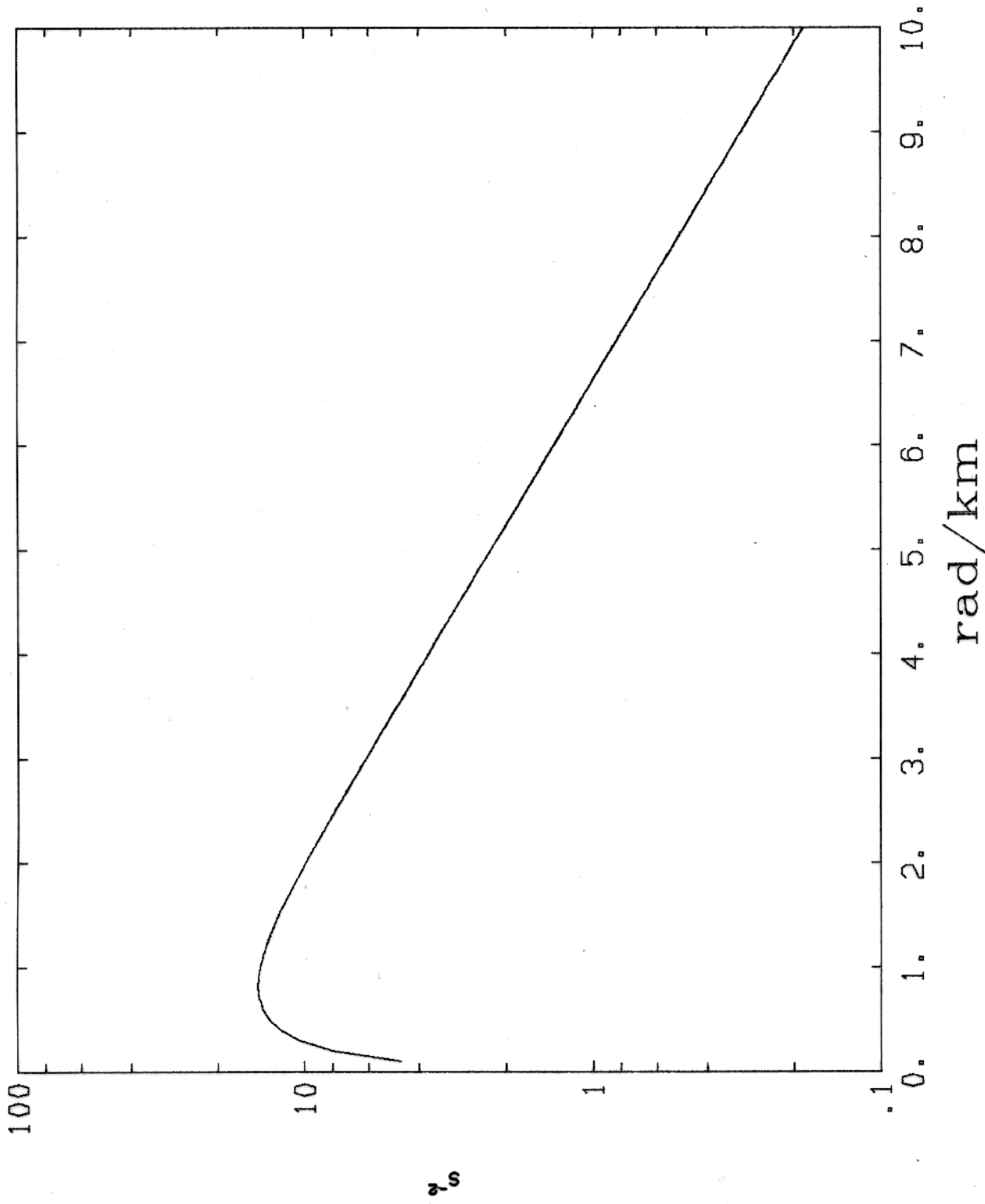


Fig.4.1.6. Transformada de Fourier reduzida  $G(w)$ . (Odegard e Berg, 1965)



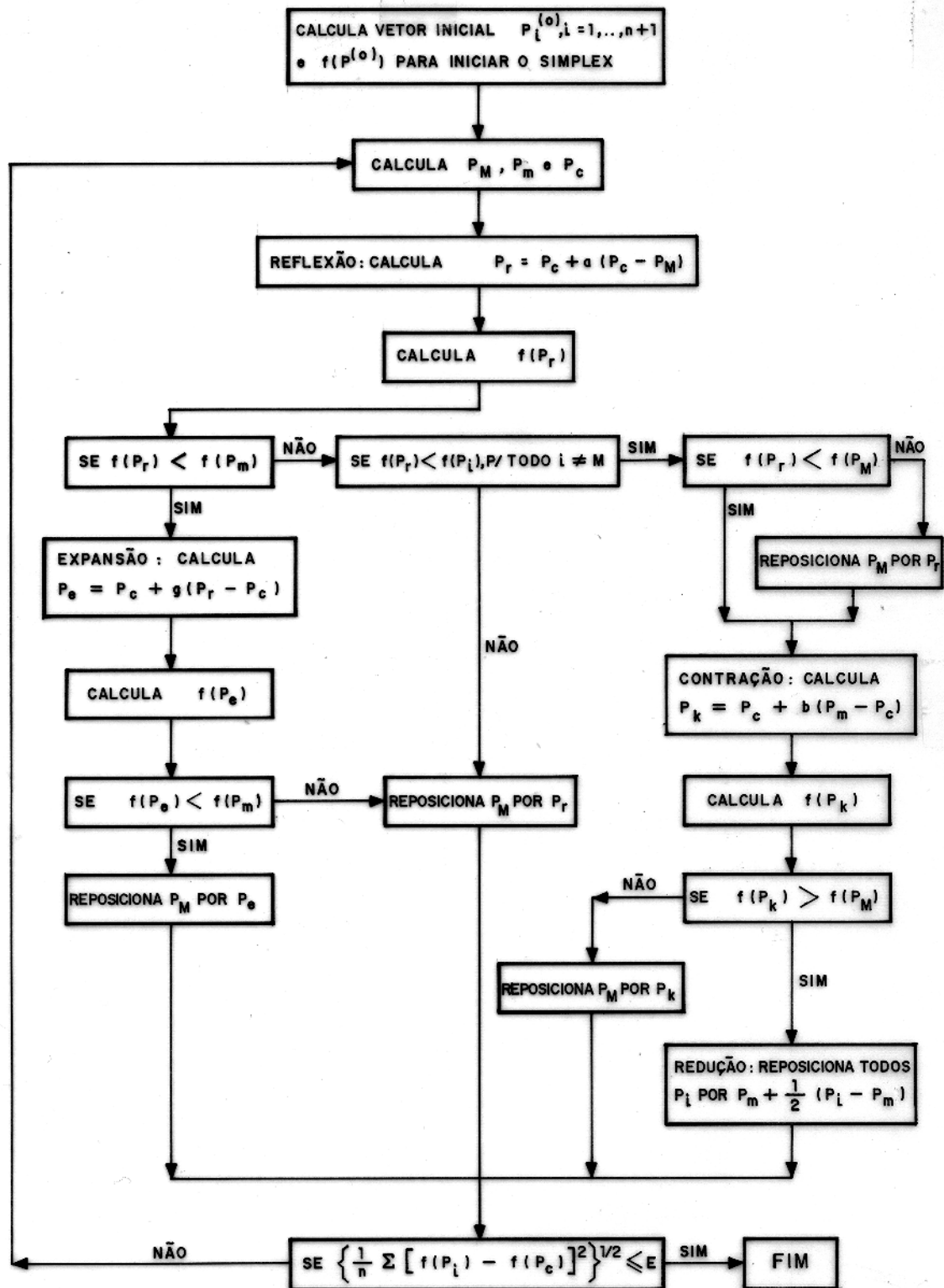


FIG. 4.2.1 — FLUXOGRAMA DO MÉTODO DE POLIEDROS FLEXÍVEIS (HIMMELBLAU, 1972).

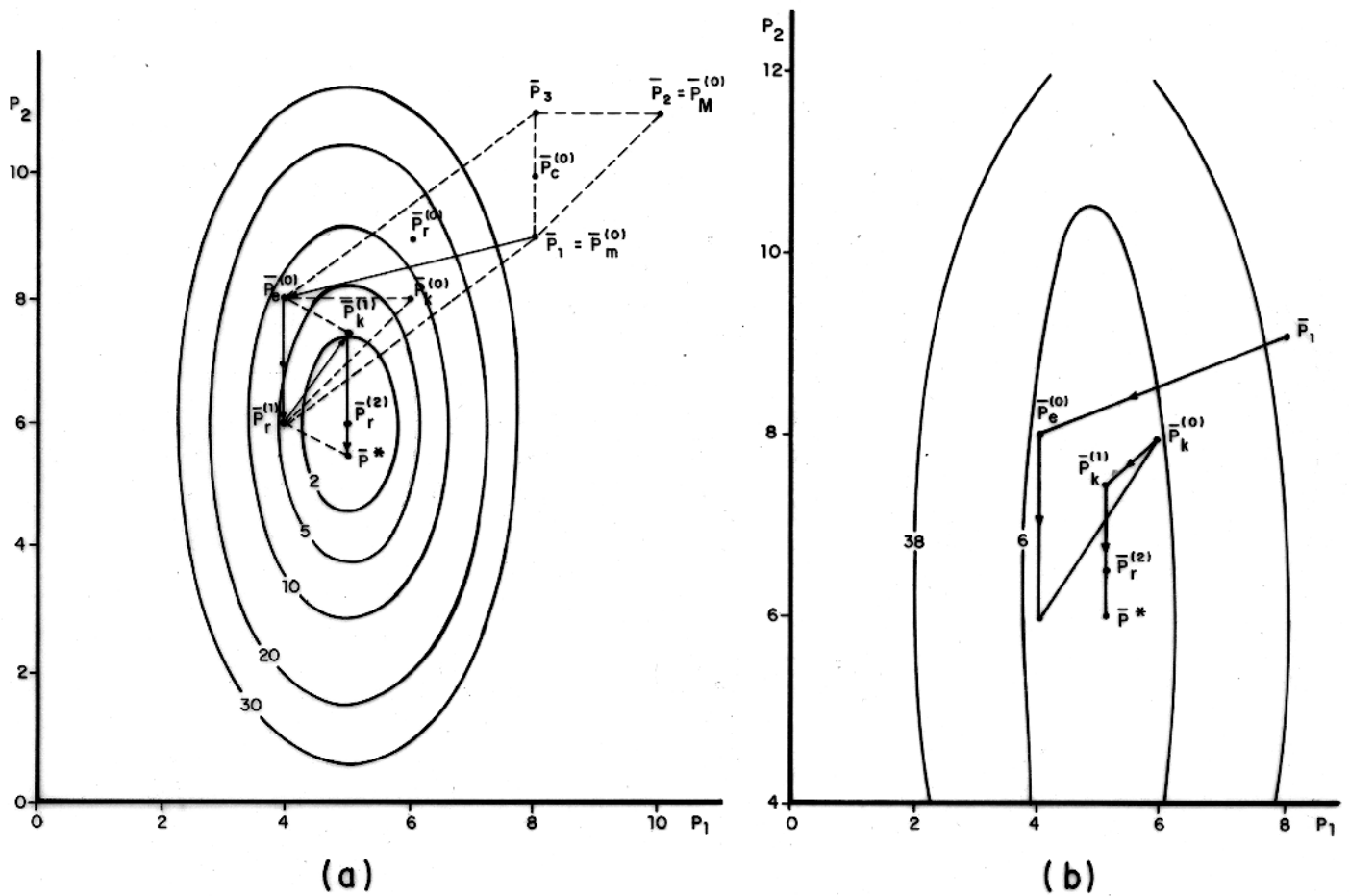


Figura 4.2.2 - (a) Ilustração do deslocamento do poliedro flexível para encontrar o valor mínimo ( $\bar{P}^*$ ) de uma função qualquer; e (b) A trajetória da busca no espaço dos parâmetros — ( $P_1$  e  $P_2$ ) (Himmelblau, 1982).

$\bar{P}_{1,2,3}$  - Vértices iniciais

$\bar{P}_m$  - Vértice de menor  $f(\bar{P})$

$\bar{P}_M$  - Vértice de maior  $f(\bar{P})$

$\bar{P}_C$  - Centróide

$\bar{P}_e$  - Vértice expandido

$\bar{P}_r$  - Vértice refletido

$\bar{P}_K$  - Vértice contraído

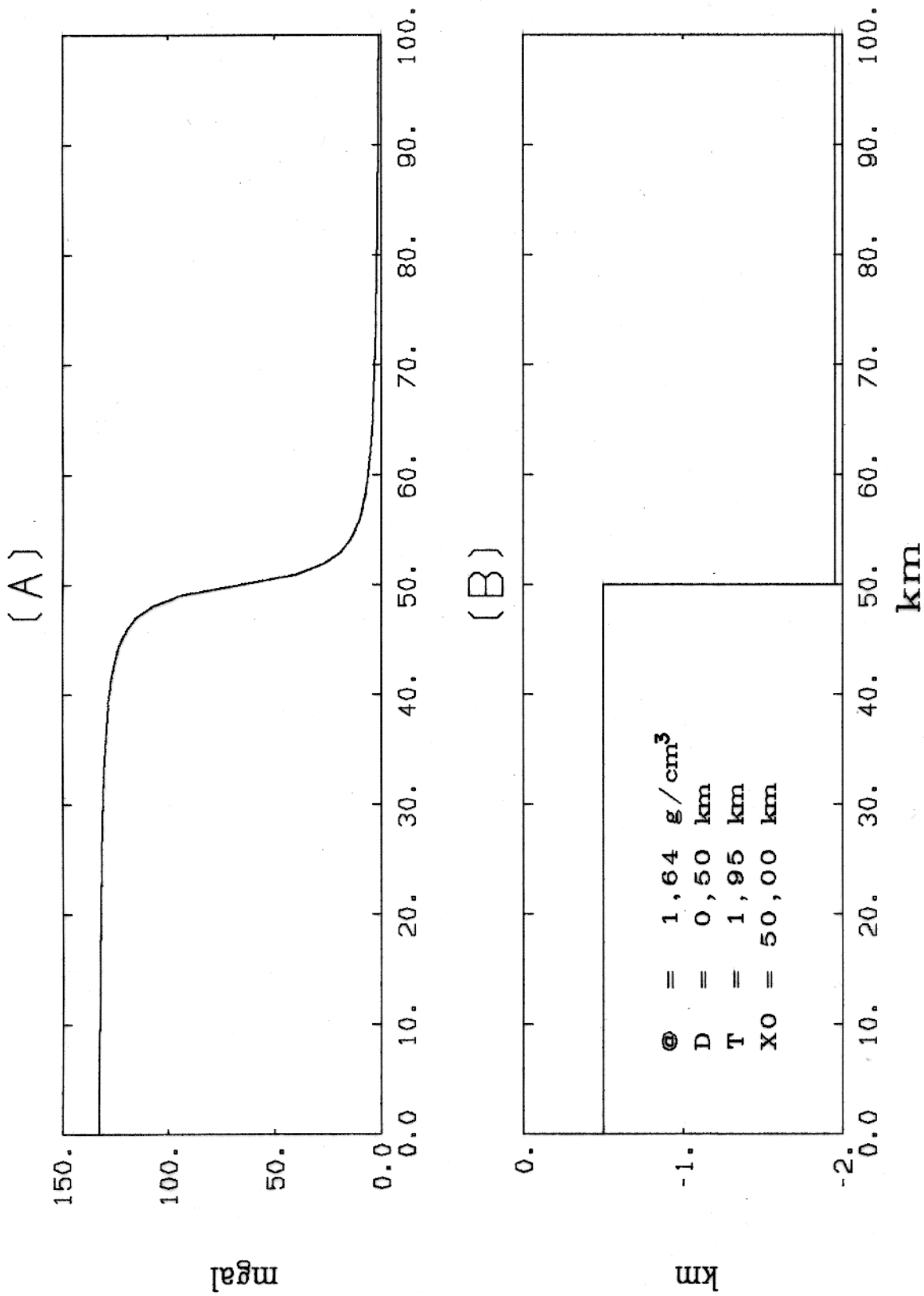


Fig.4.3.1. Anomalia gravimétrica (A) devido ao modelo (B).  
 (@ - contraste de densidade; D - profundidade; T - re-  
 jeito; e X0 a localização da descontinuidade)

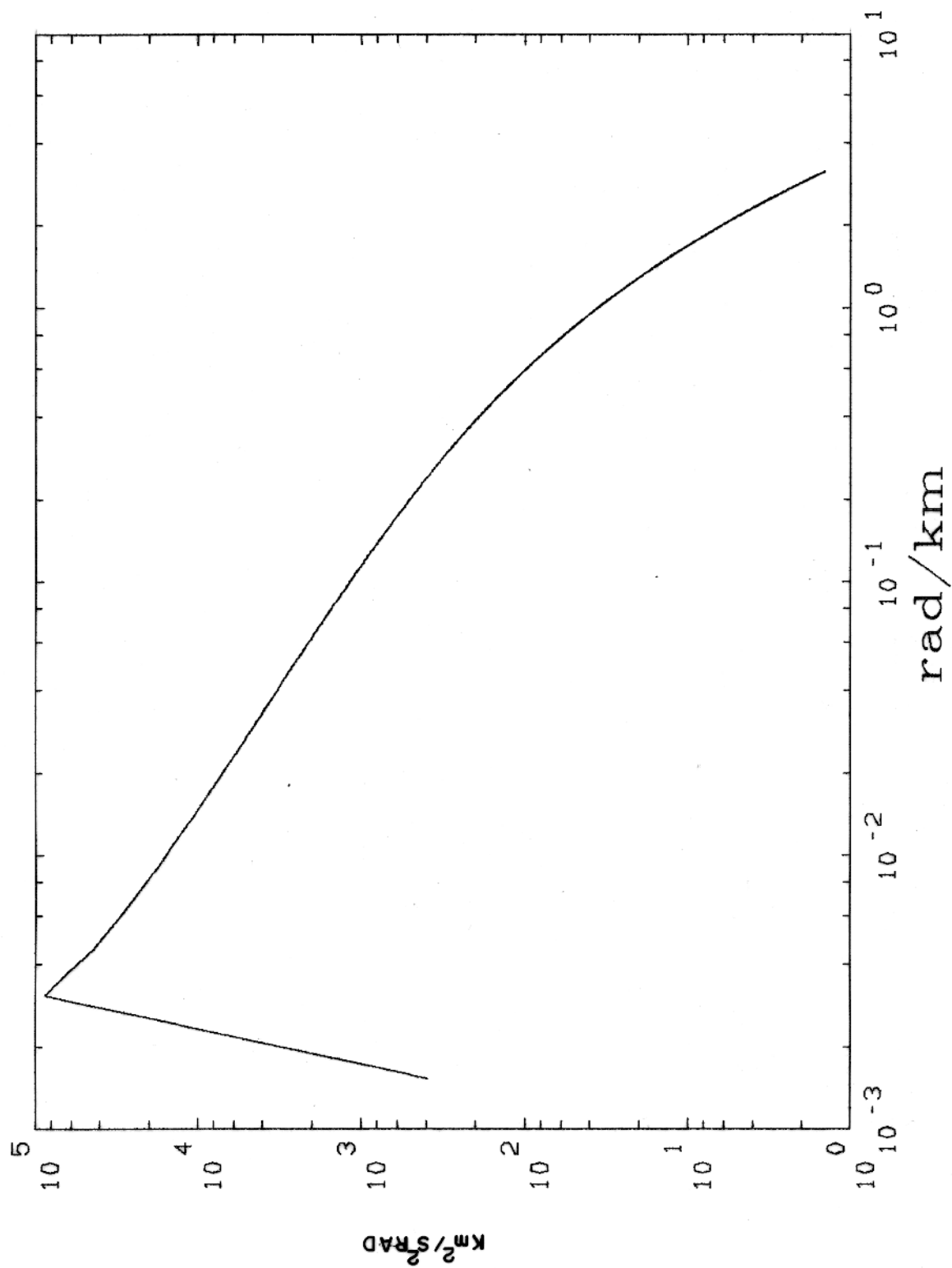


Fig.4.3.2. Transformada de Fourier continua  $F_f(w)$ .

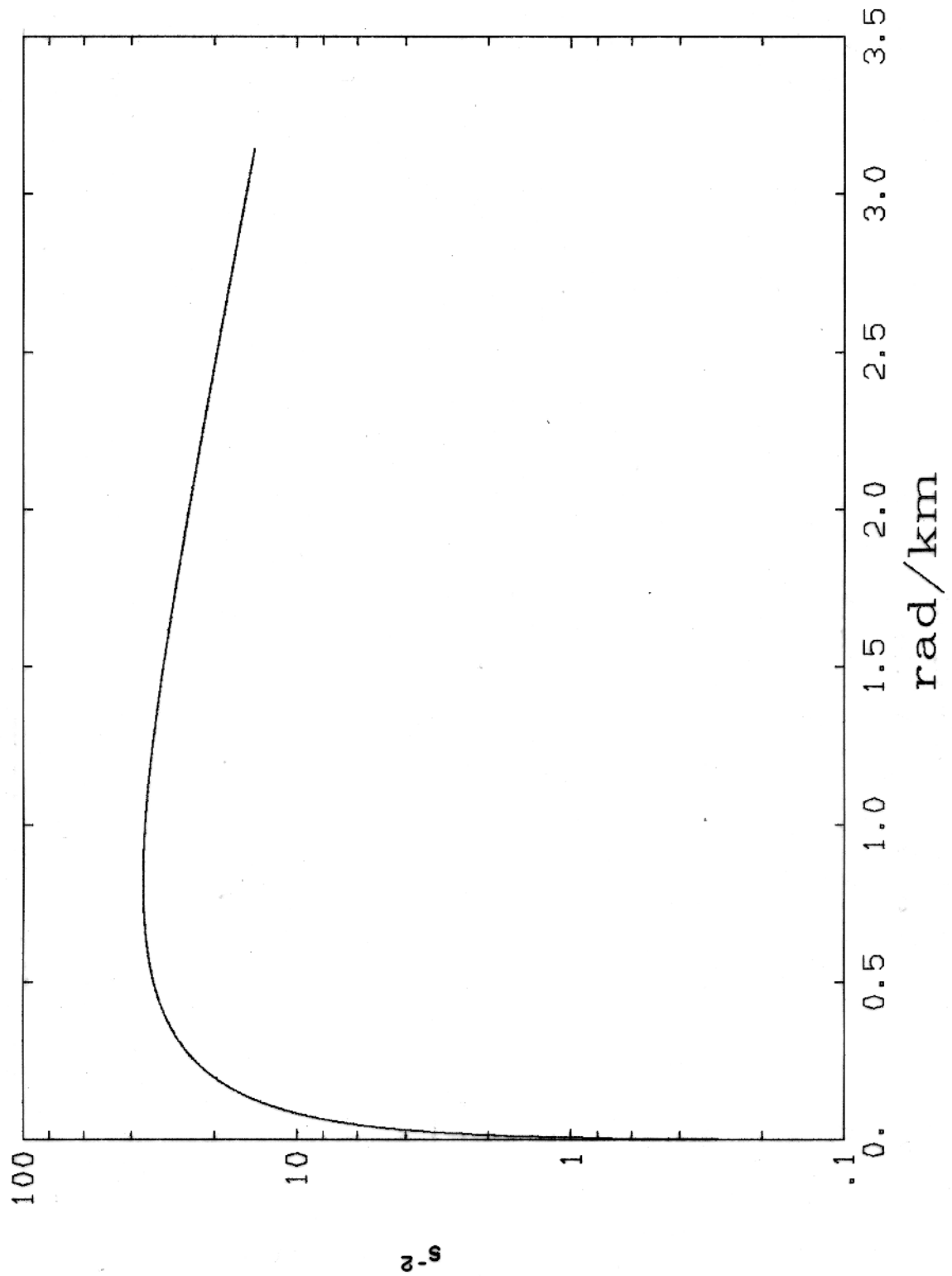


Fig.4.3.3. Transformada reduzida  $G(w)$  contínua.

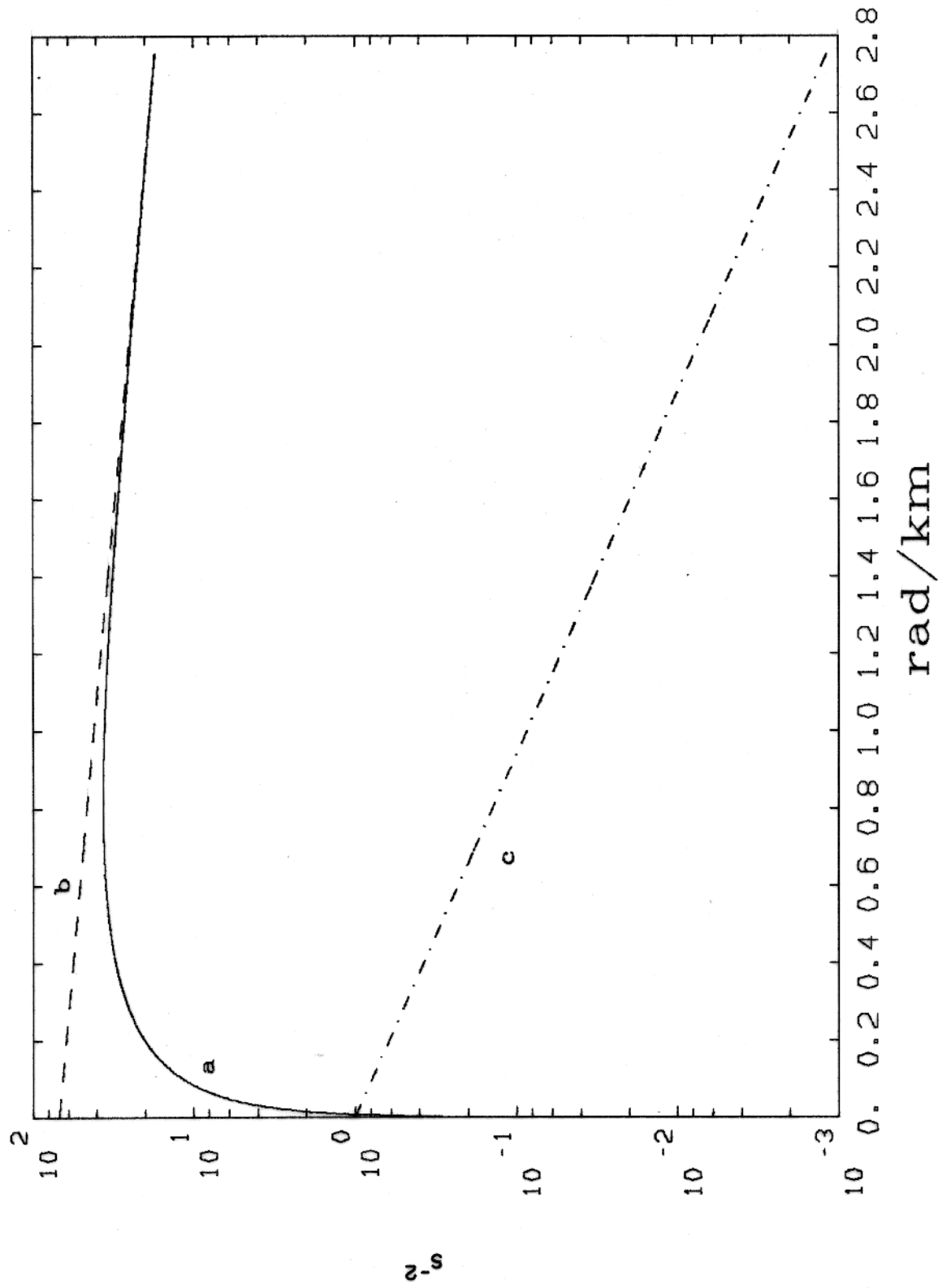
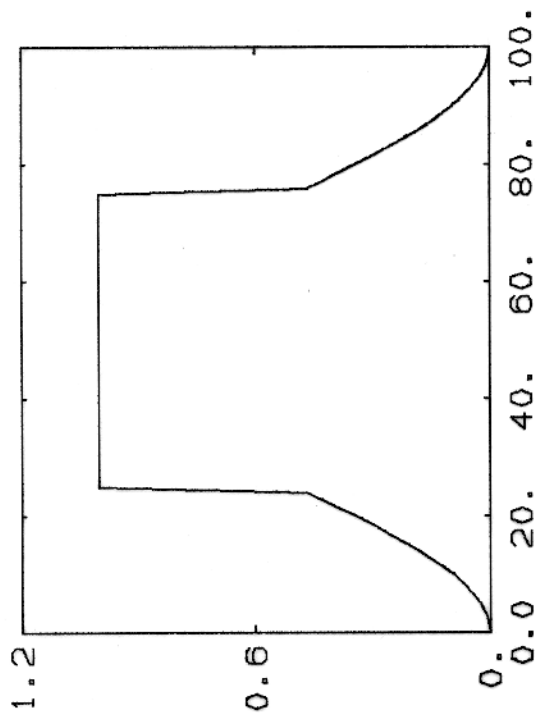
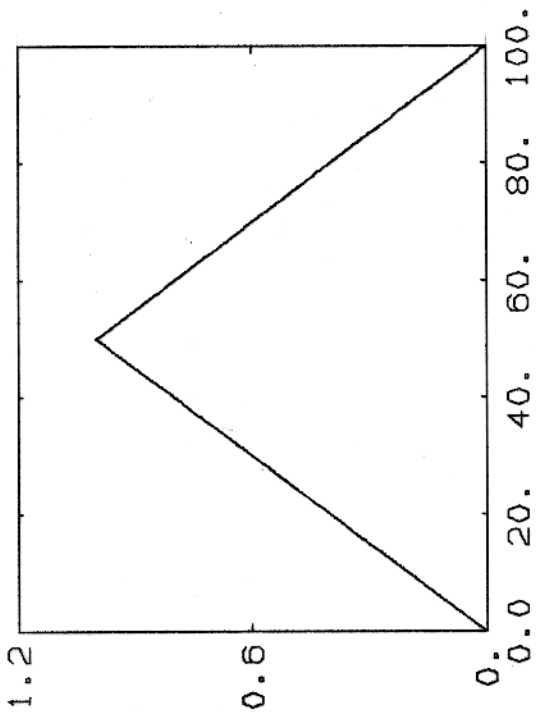


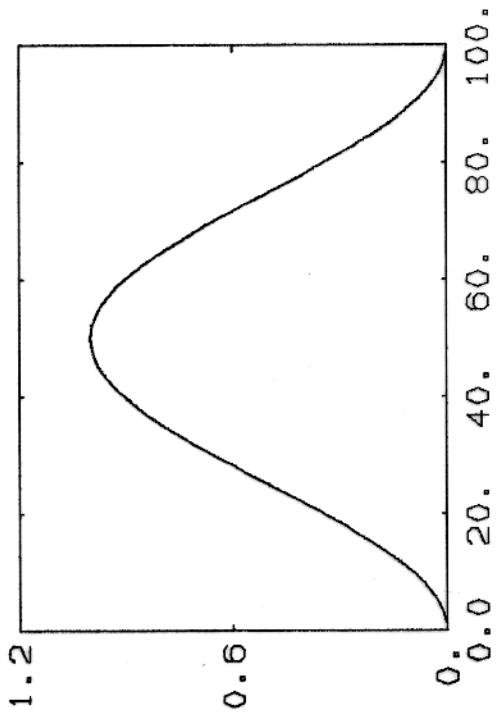
Fig.4.3.4. Funções  $G(w)$ (a),  $Dexp(w)$ (b) e  $Res(w)$ (c) utilizadas para a análise espectral.



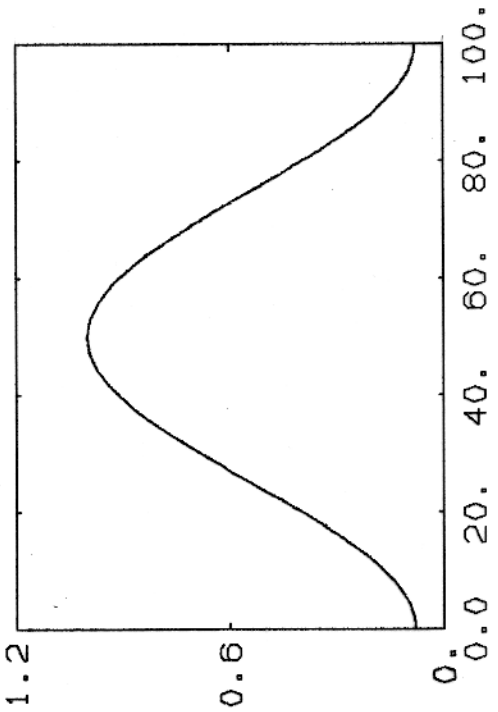
Meio - cosseno



Triangular



Hanning



Hamming

Fig. 4.3.5. Janelas temporais aplicadas a  $g_z(x)$ .

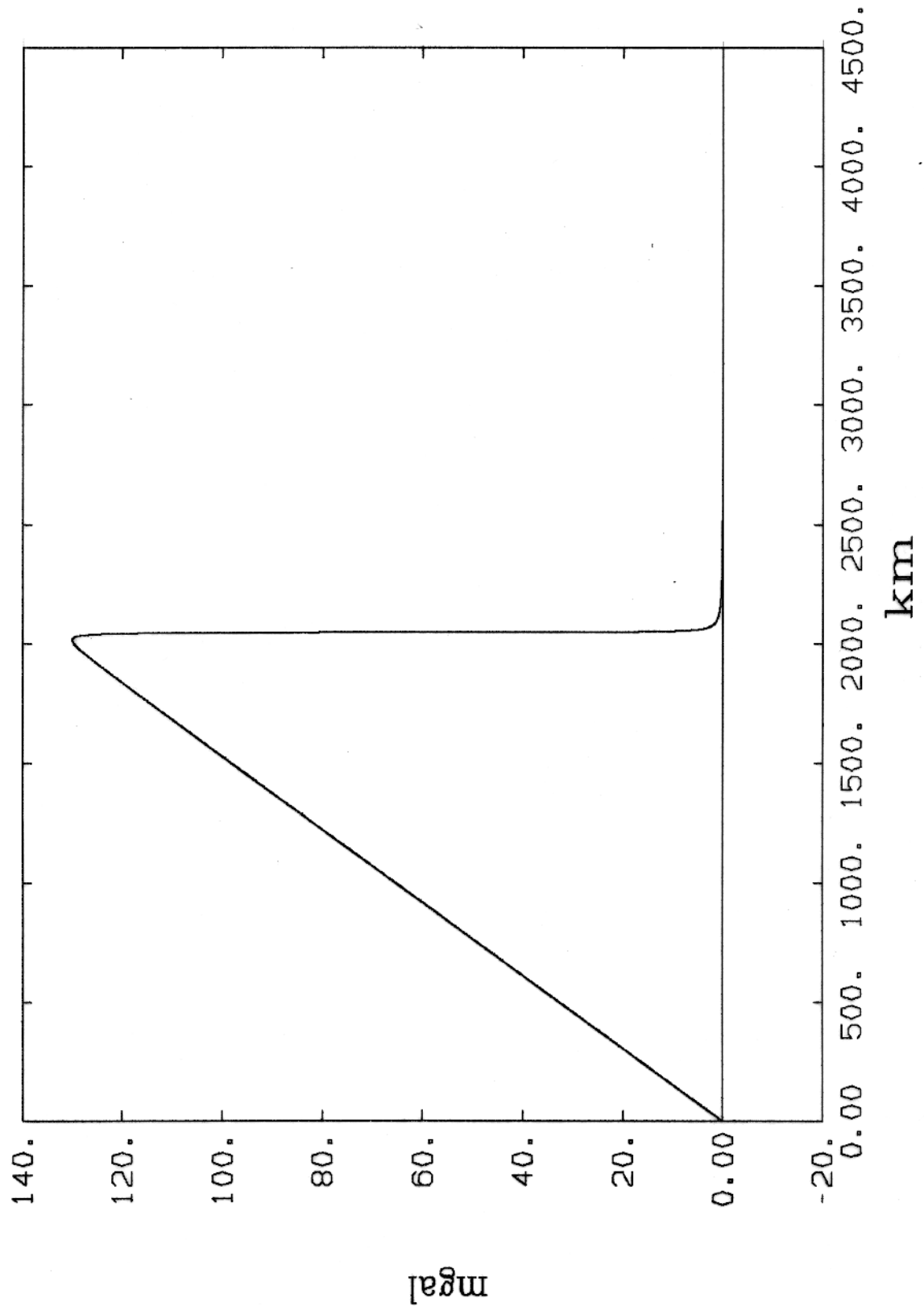


Fig.4.3.6.  $G_z(x)$  expandida e multiplicada pela janela triangular.



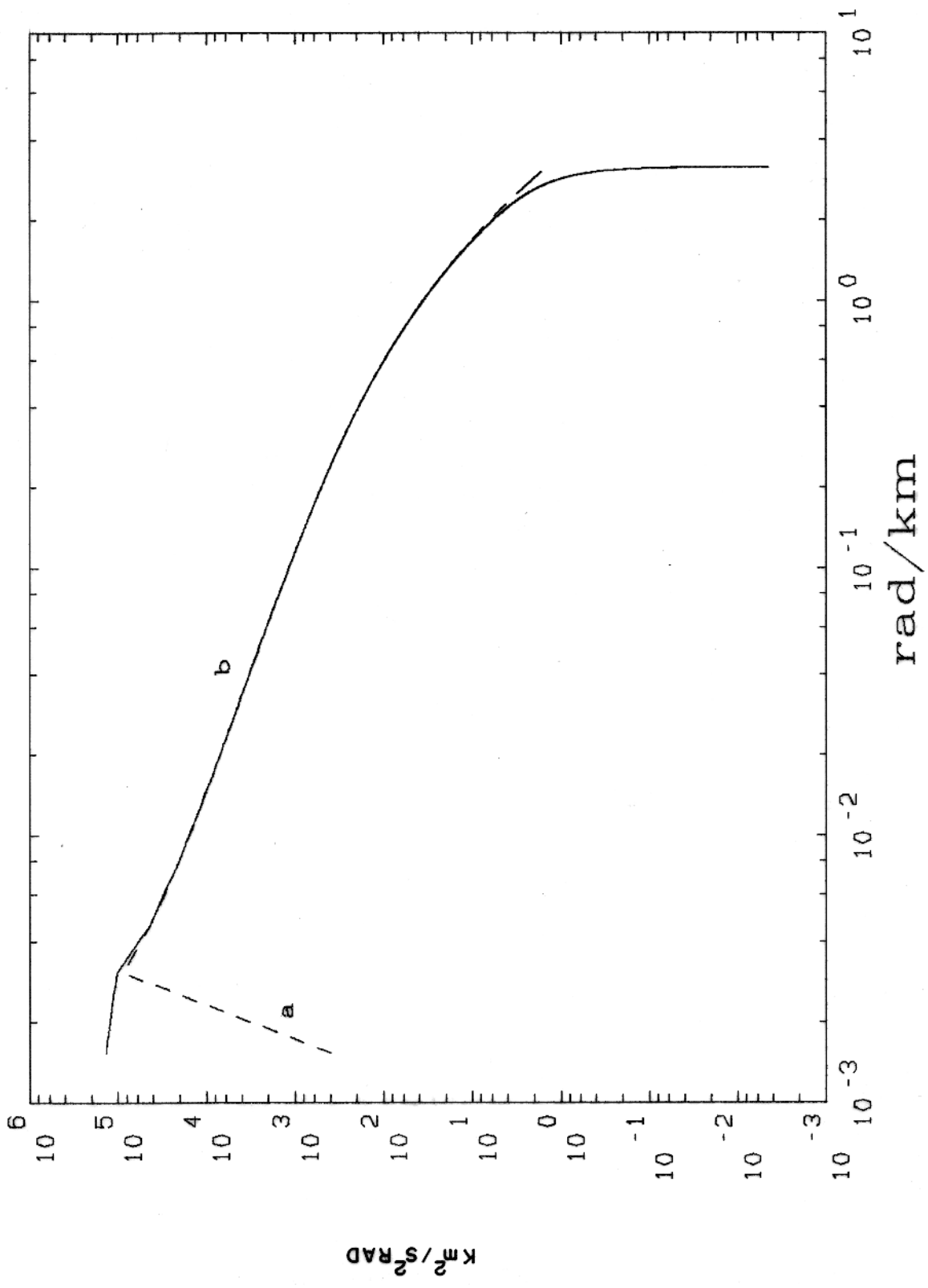


Fig.4.3.7. Comparação entre  $F_f(w)$  contínua (a) e discreta (b).

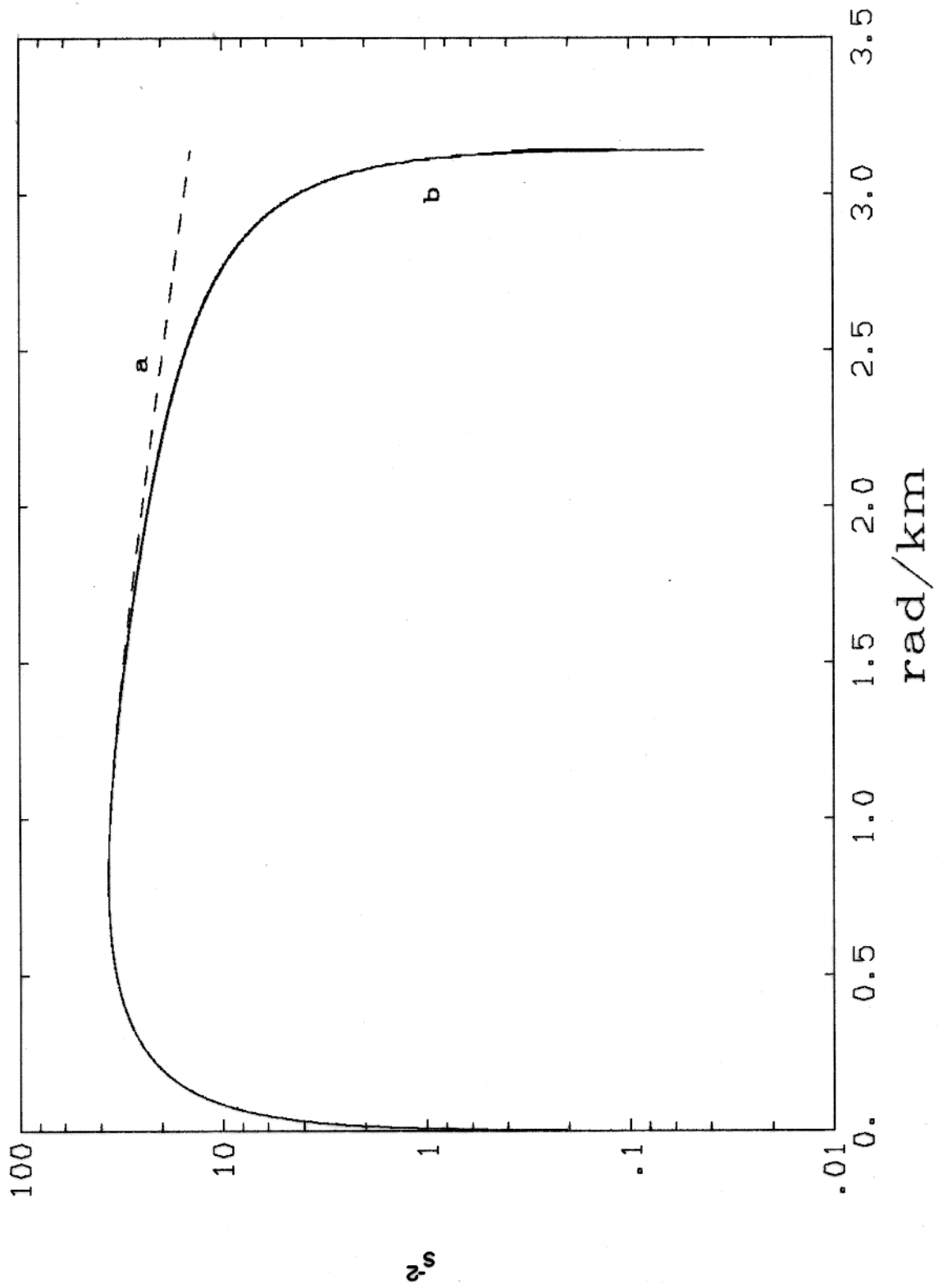


Fig.4.3.8. Comparação entre  $G(w)$  contínua (a) e discreta (b).

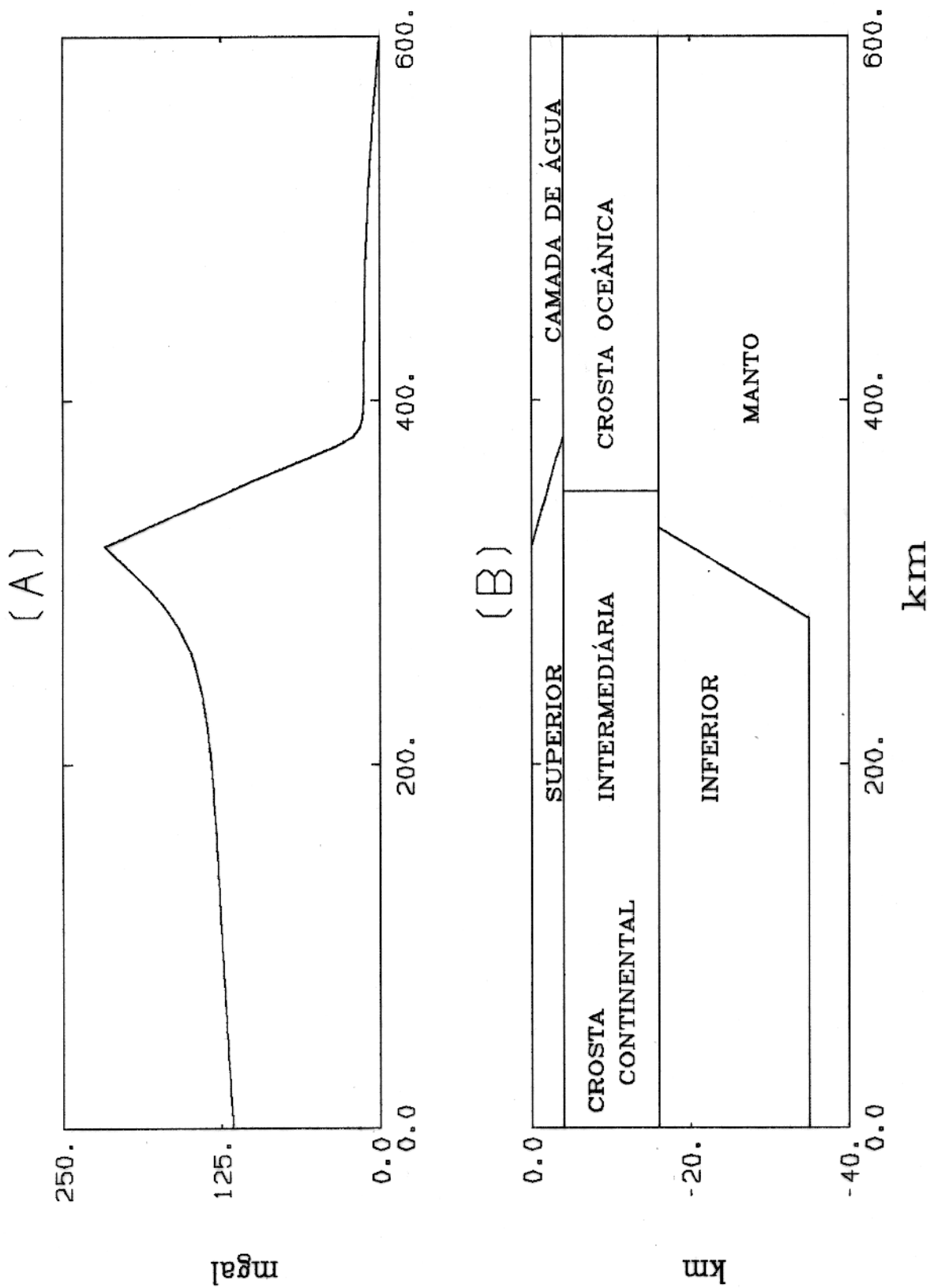


Fig.4.3.9. Dados sintéticos (A) calculados pelo modelo de margem continental passiva (B).

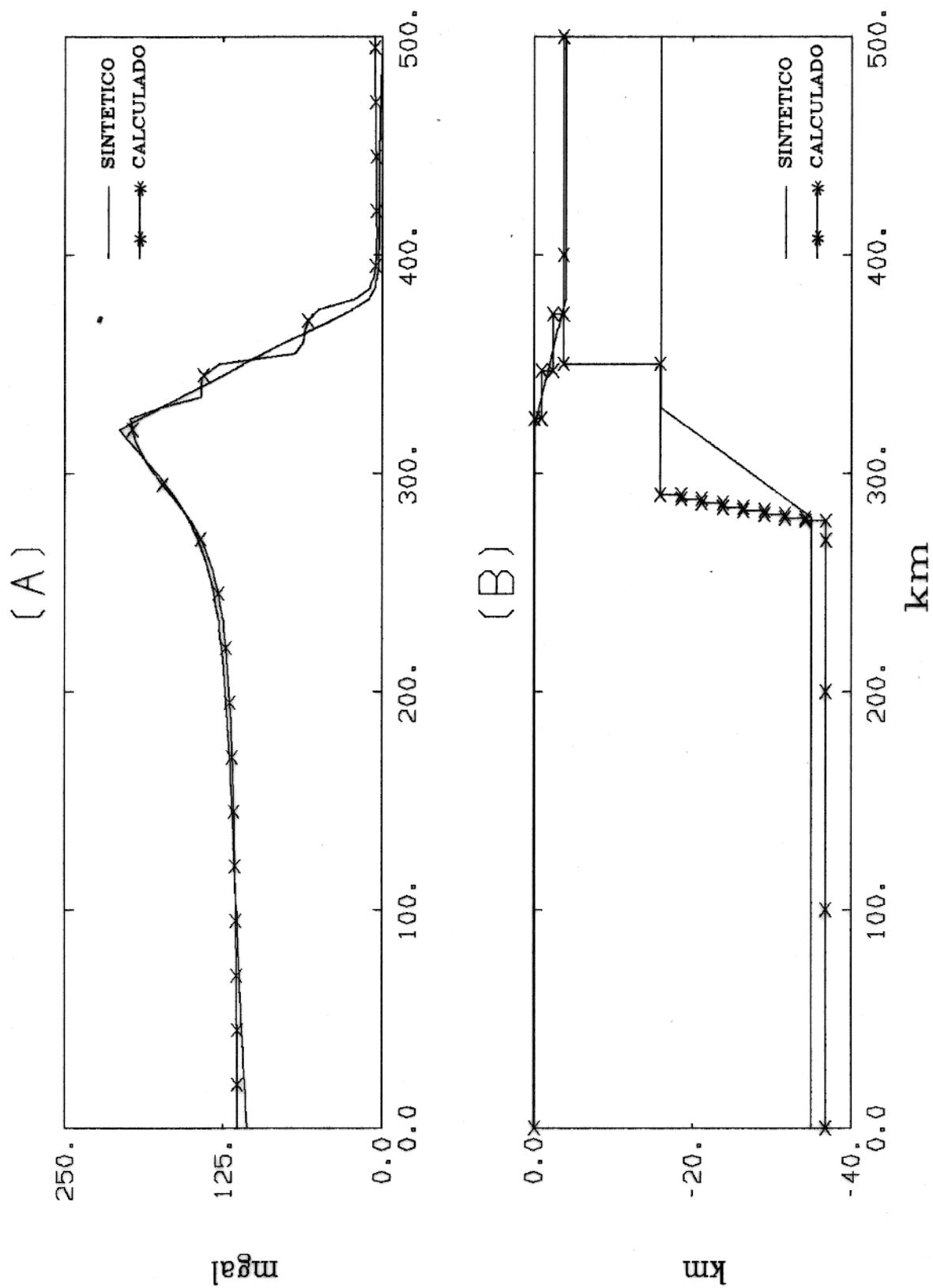


Fig.4.3.10. Comparação entre a anomalia teórica e a obtida pelo Simplex (A) e seus respectivos modelos (B).

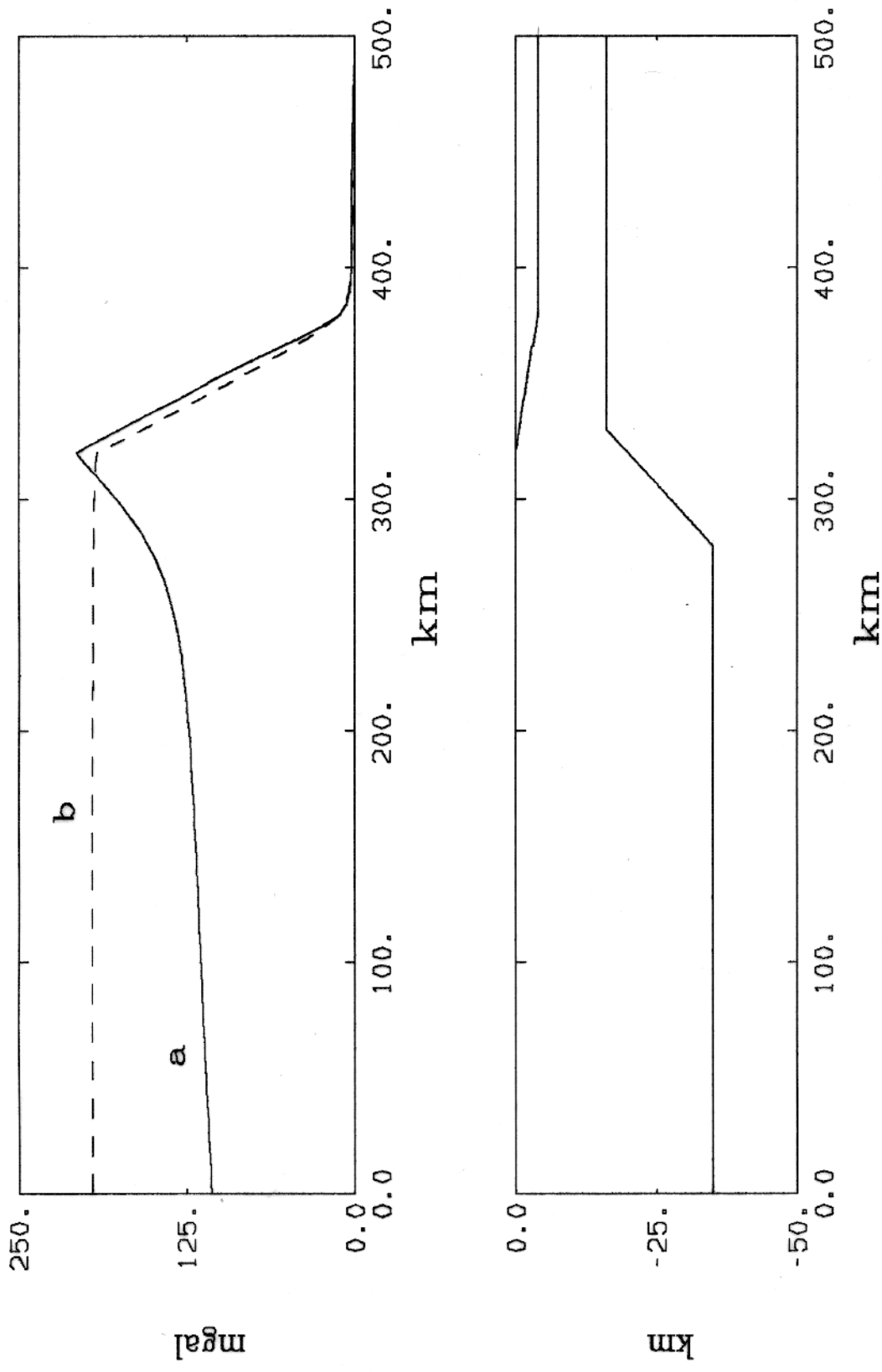
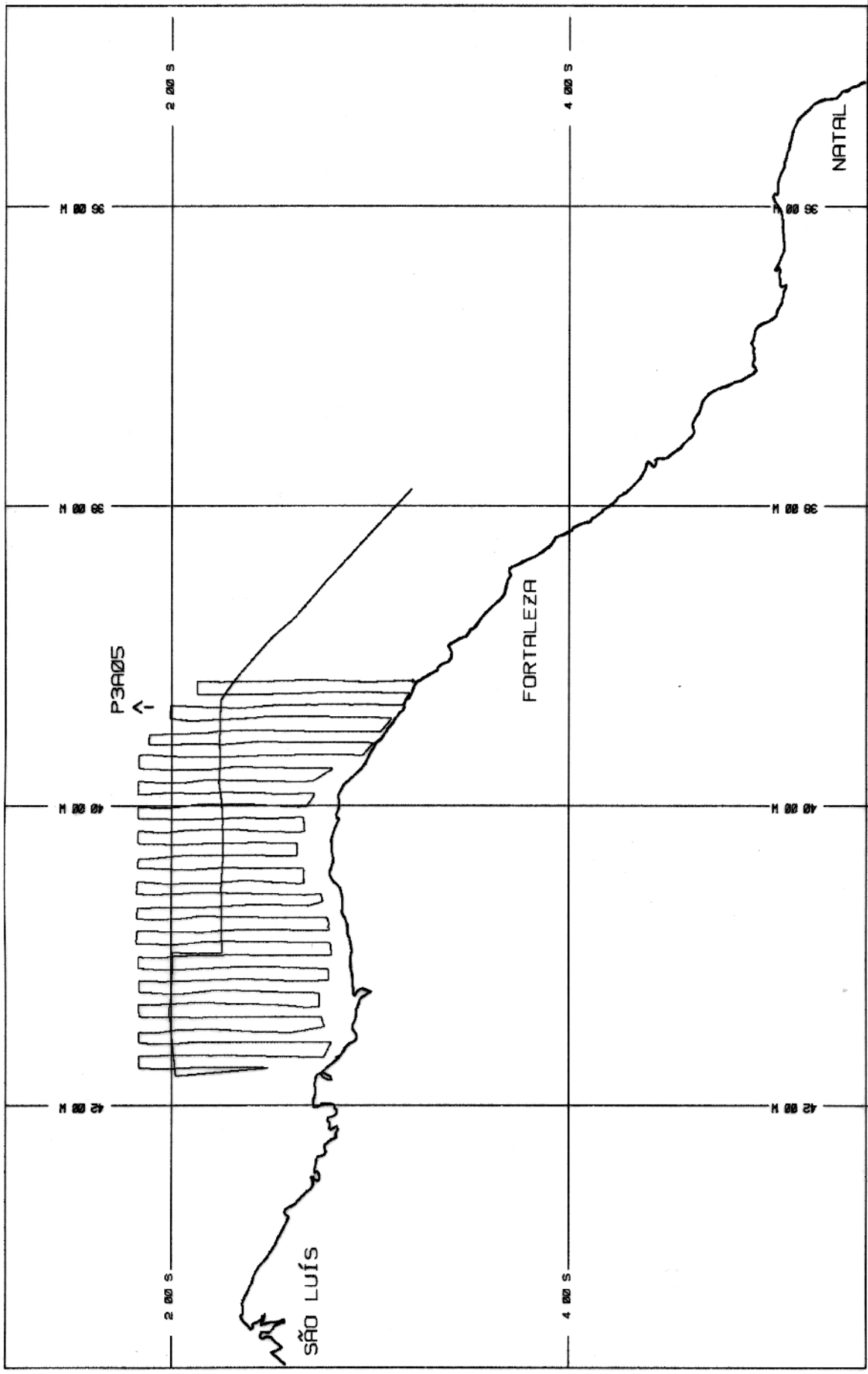


Fig.5.2.1. Relação entre a anomalia gravimétrica devida a margem continental do tipo passiva (a) e o efeito do talude continental (b).



INSTITUTO DE PESQUISA EM GEOTECNIA  
 COMITÊ DE LICENCIAMENTO DE OBRAS DE INTERESSE PÚBLICO  
 UNIVERSIDADE FEDERAL DO PIAUÍ  
 TERMO DE REFERÊNCIA Nº 001/2011

**U F P A**  
 UNIVERSIDADE FEDERAL DO PIAUÍ  
 TERMO DE REFERÊNCIA Nº 001/2011

ESC. HORIZ. 1 : 1  
 ESC. VERT. 1 : 1

MGS 72

**FIG.5.2.2.2**  
 LOCALIZAÇÃO DO PERFIL P3A05  
 PERNADA 3A

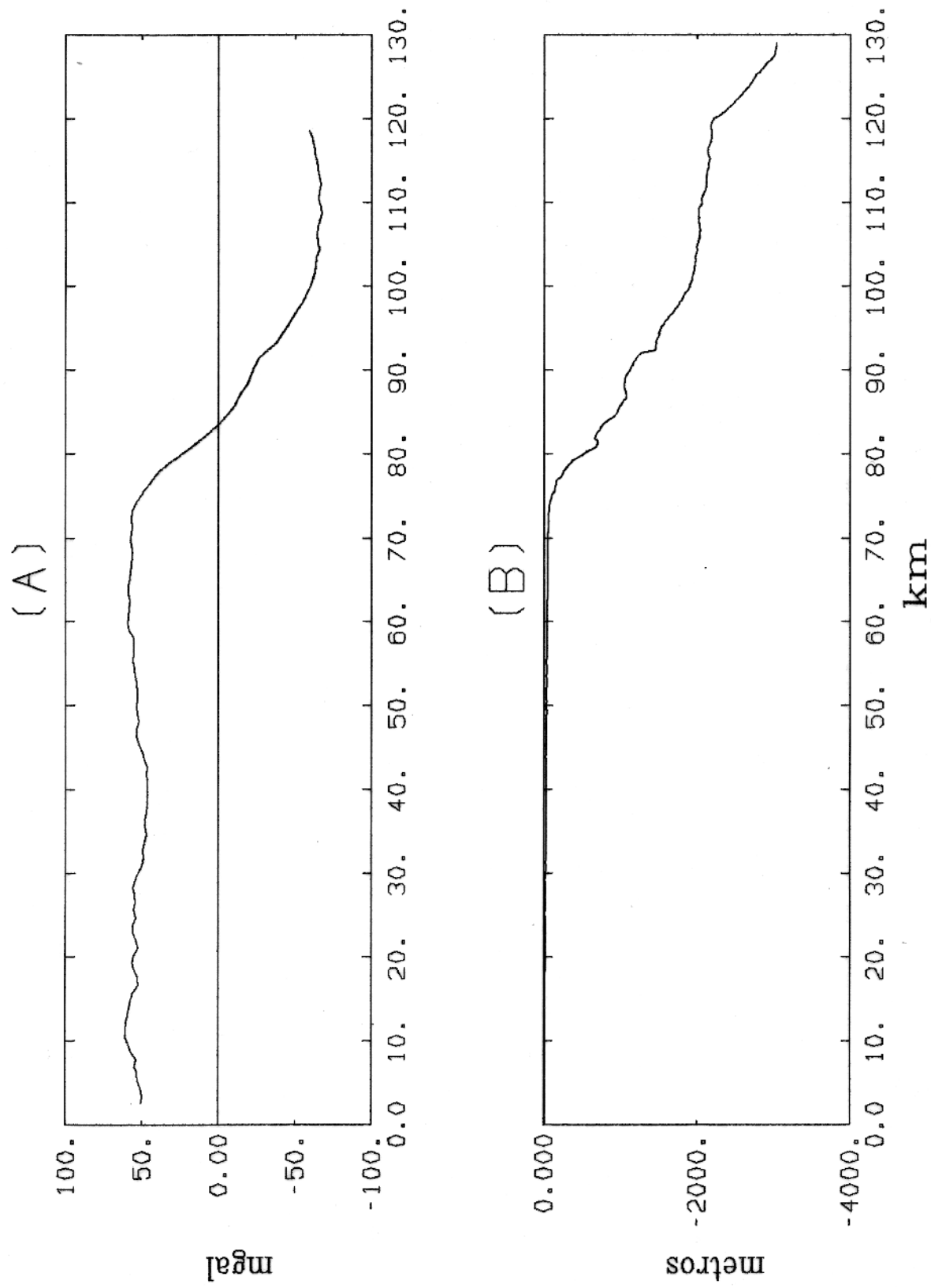


Fig.5.2.3. Perfil P3A05: (A) Anomalia gravimétrica e (B) Ba-  
metria.

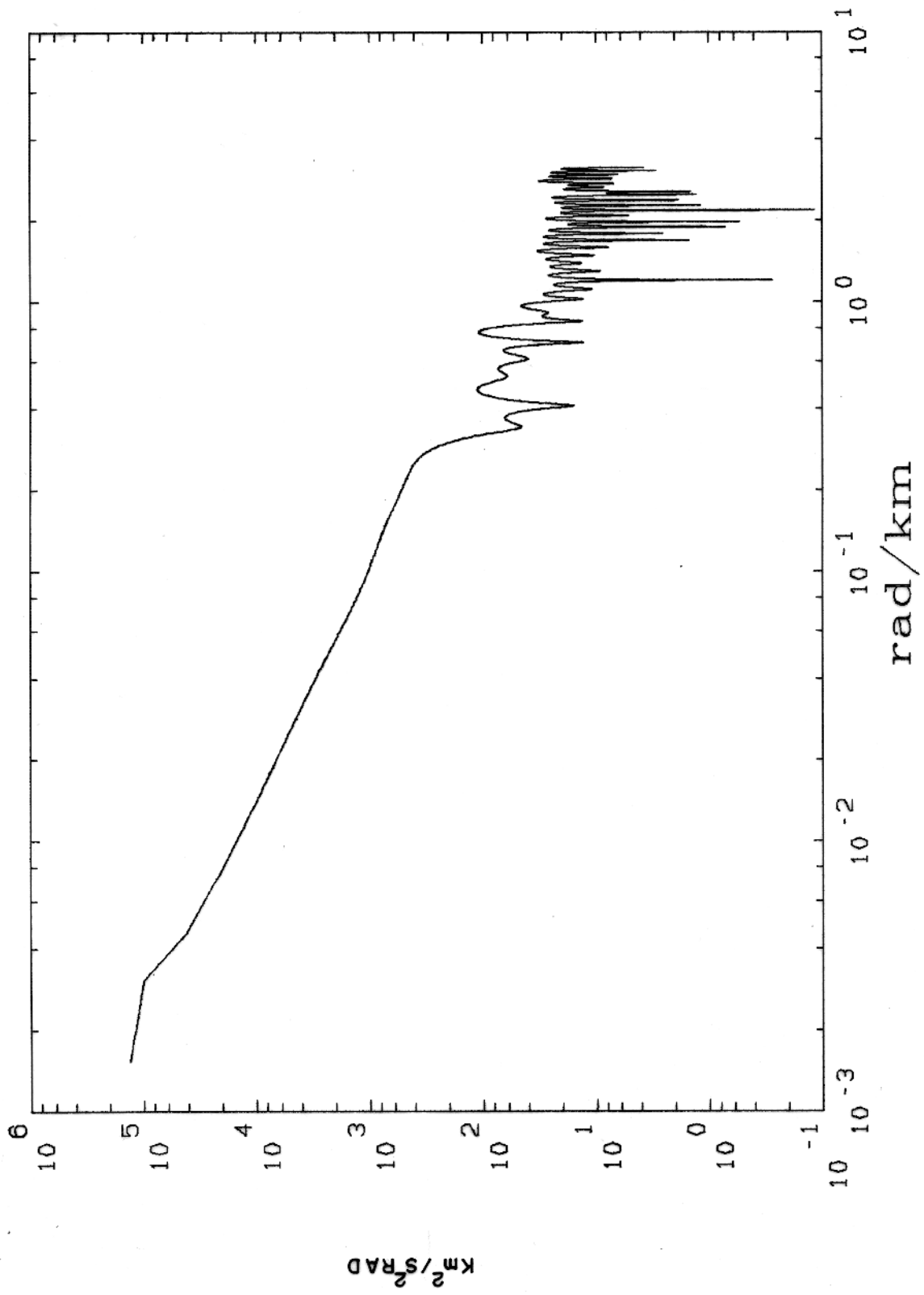


Fig.5.2.4. Transformada de Fourier ( $F_f(w)$ ) da anomalia gravimétrica do perfil P3A05.



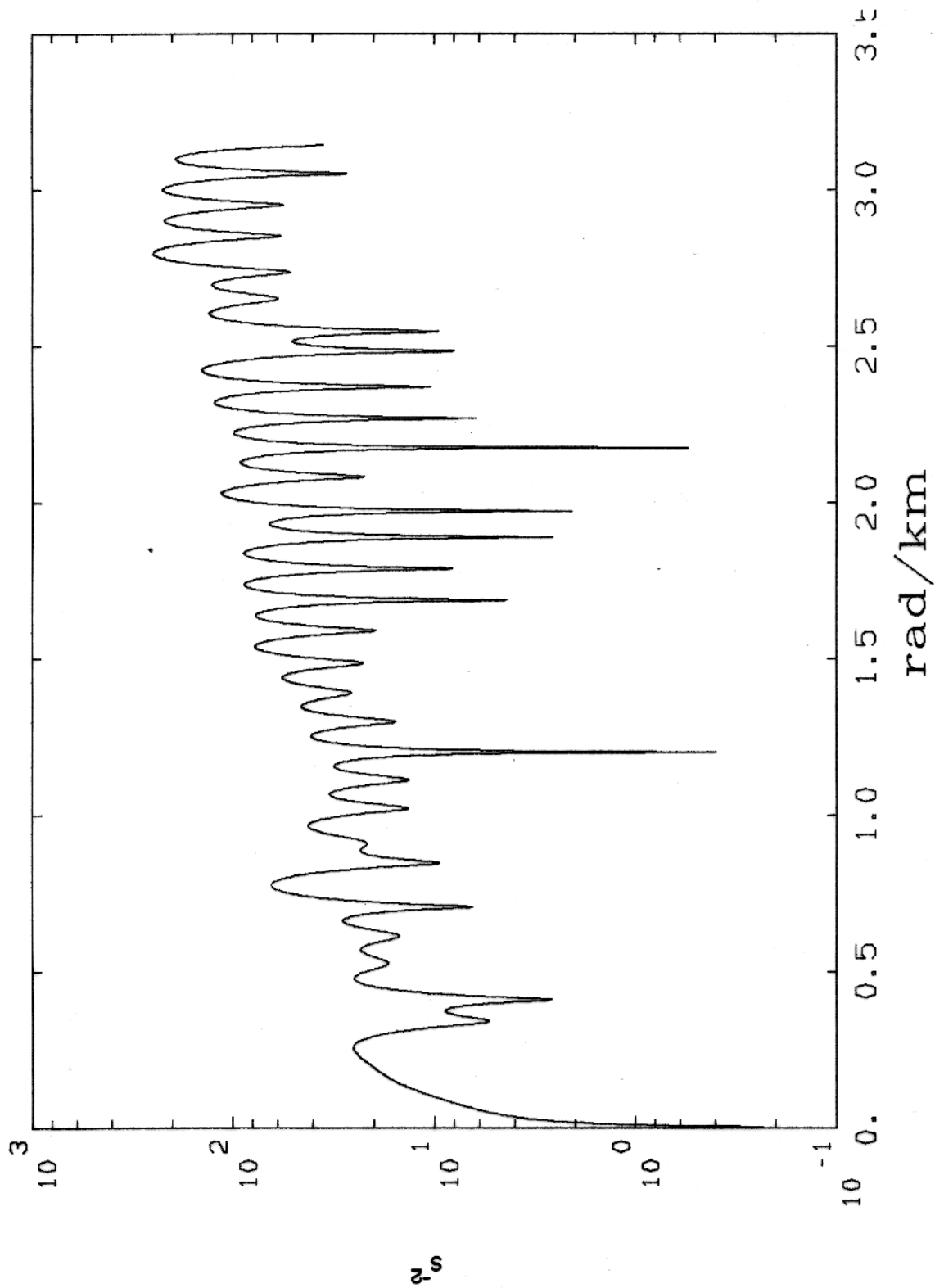


Fig.5.2.5. Função  $G(w) = w^2 * F_f(w)$ .

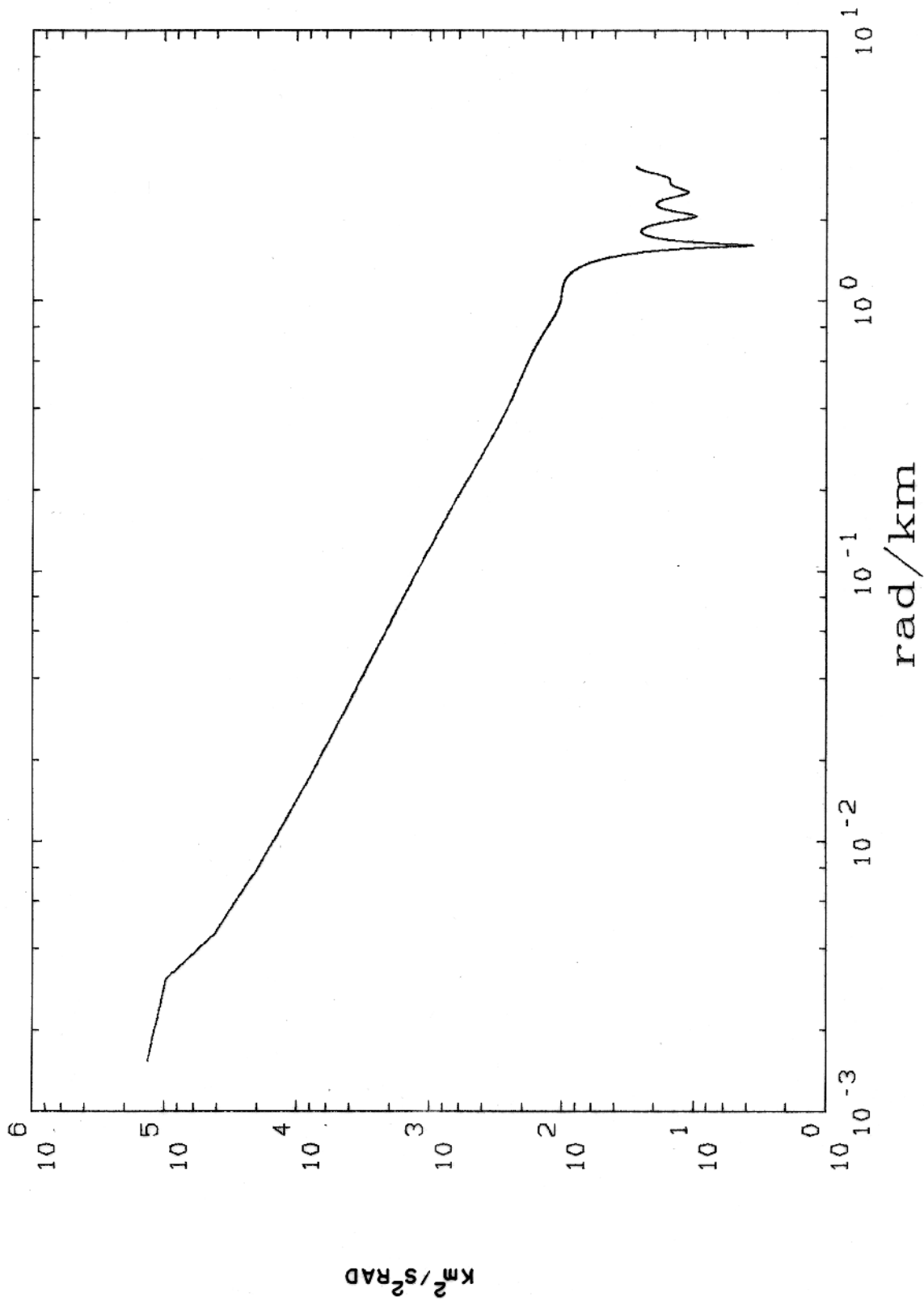


Fig.5.2.6. Resposta espectral ( $F_f(w)$ ) da anomalia gravimétrica suavizada.

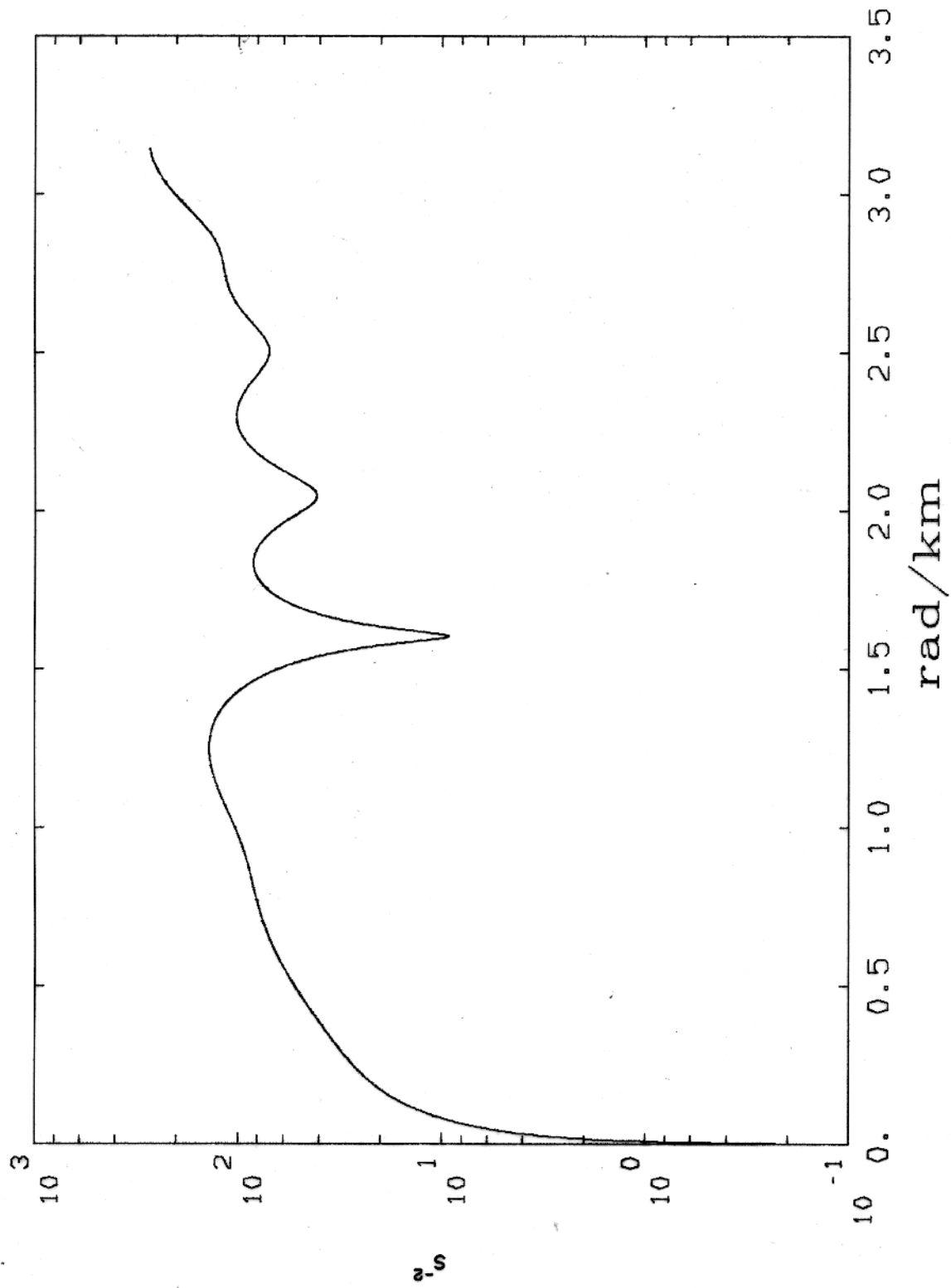


Fig.5.2.7.  $G(w)$  obtida a partir da anomalia gravimétrica suavizada.

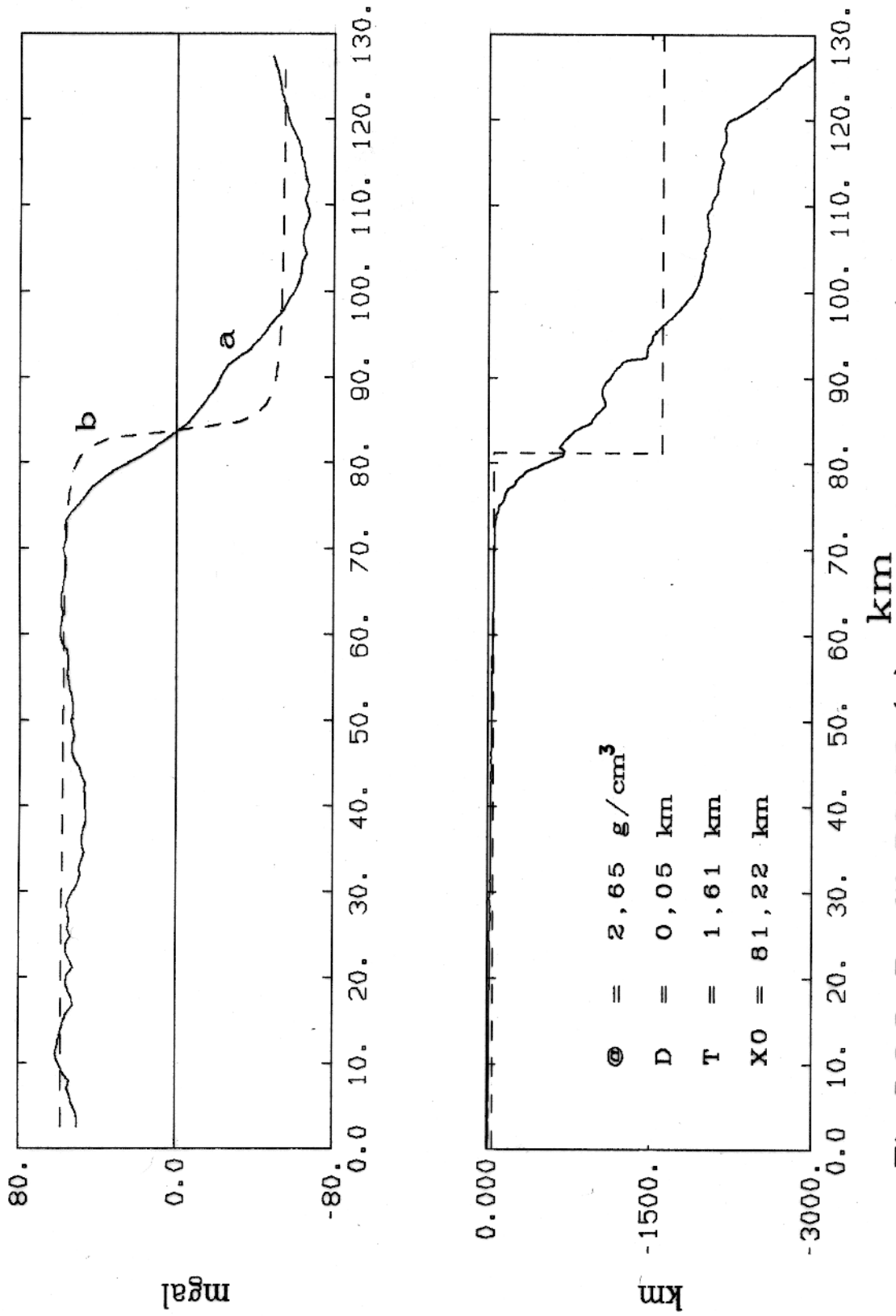


Fig.5.2.8. Perfil P3A05 (a) ajustado pelo método Simplex (b).  
 ( $\rho$  - densidade da crosta; D - profundidade; T - rejeito;  
 e X0 - localização da descontinuidade)

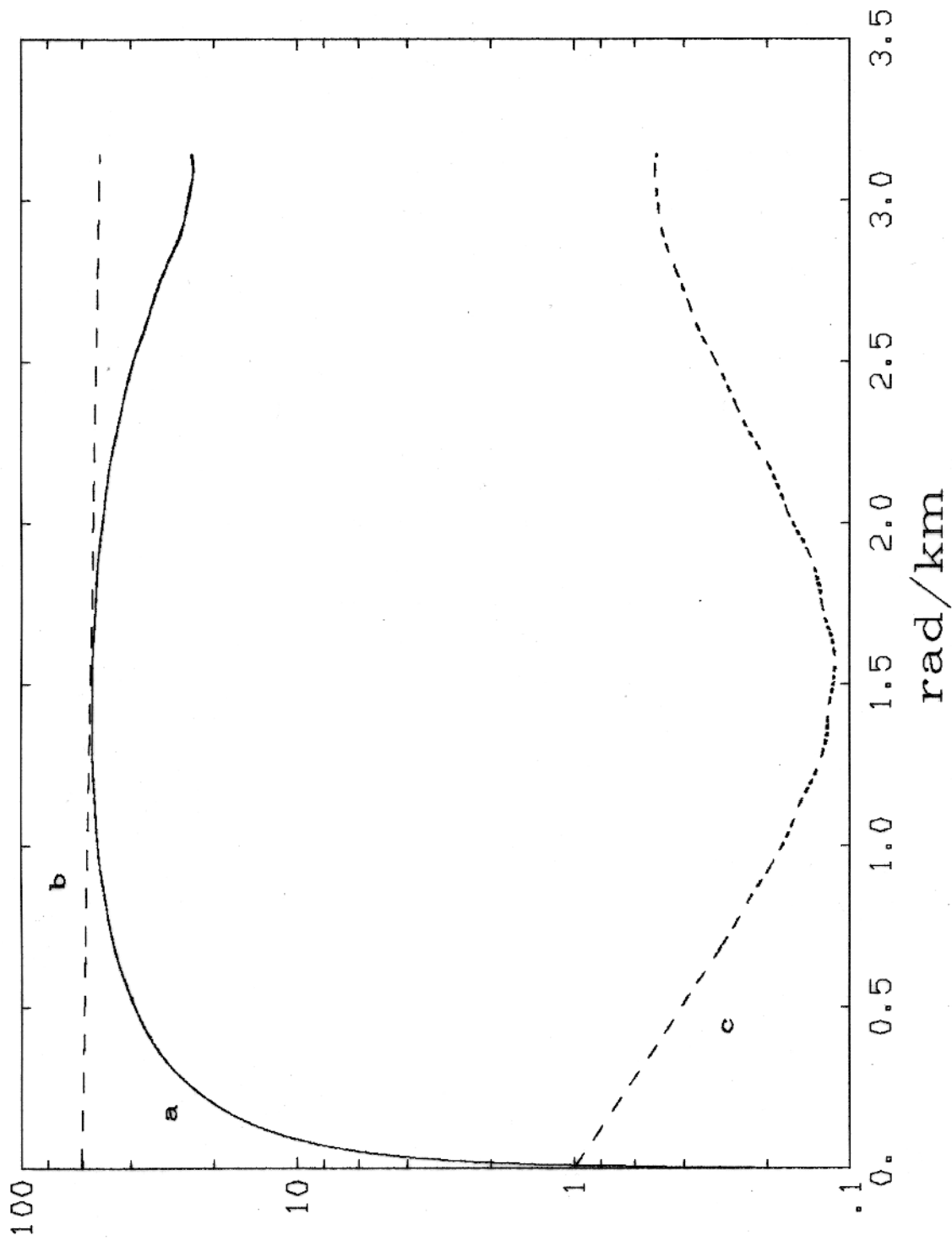
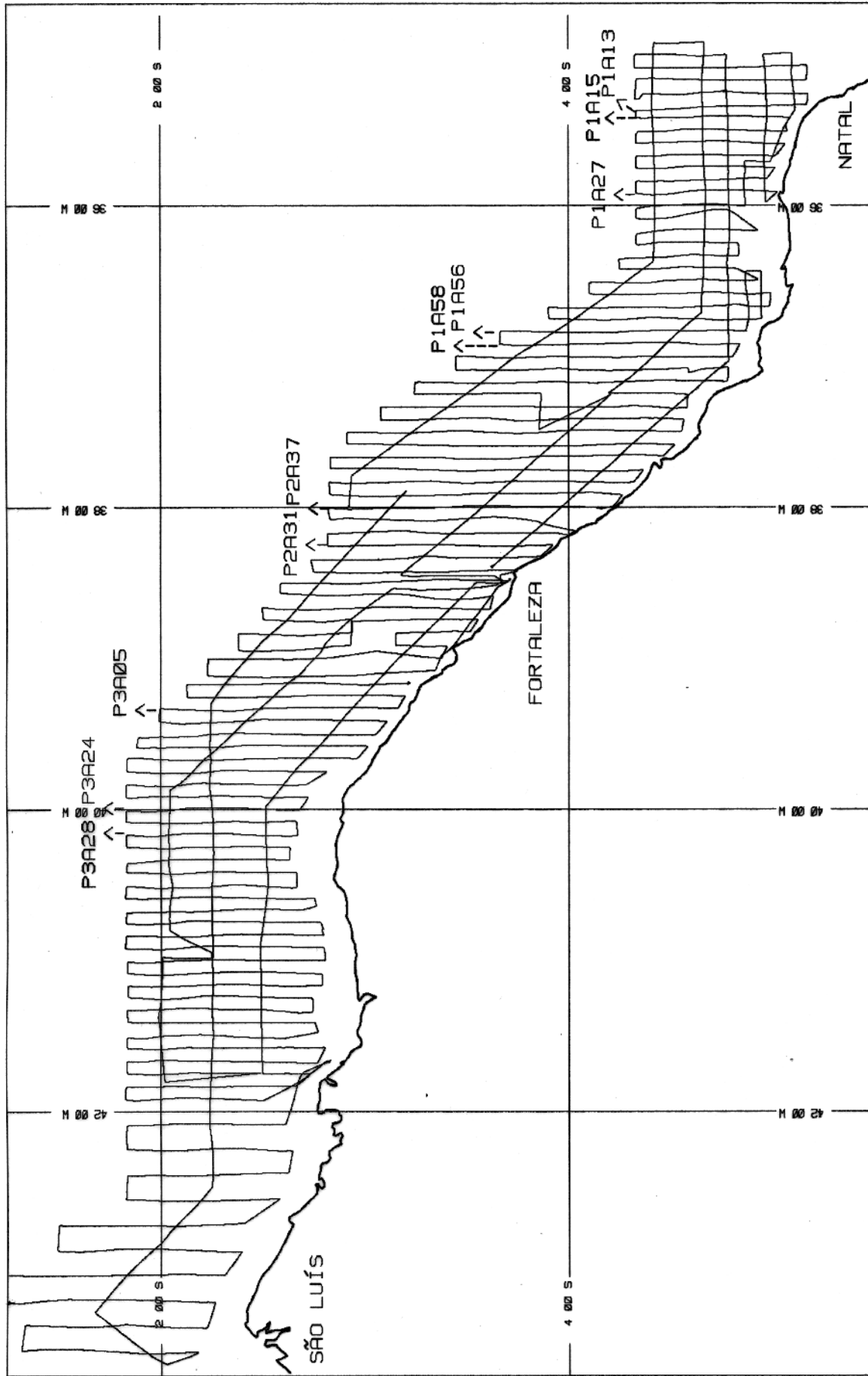


Fig.5.2.9. Funções  $G(w)$ (a),  $Dexp(w)$ (b) e  $Res(w)$ (c) utilizadas para o cálculo da profundidade e rejeito da descontinuidade.



**FIG. 5.2.10.**  
 LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS SELECIONADOS  
 PERNANAS 1A, 2A, 3A E 4A

**UFPA**  
 UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
 INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLÓGICAS  
 ESC. HORIZ. : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10  
 ESC. VERT. : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

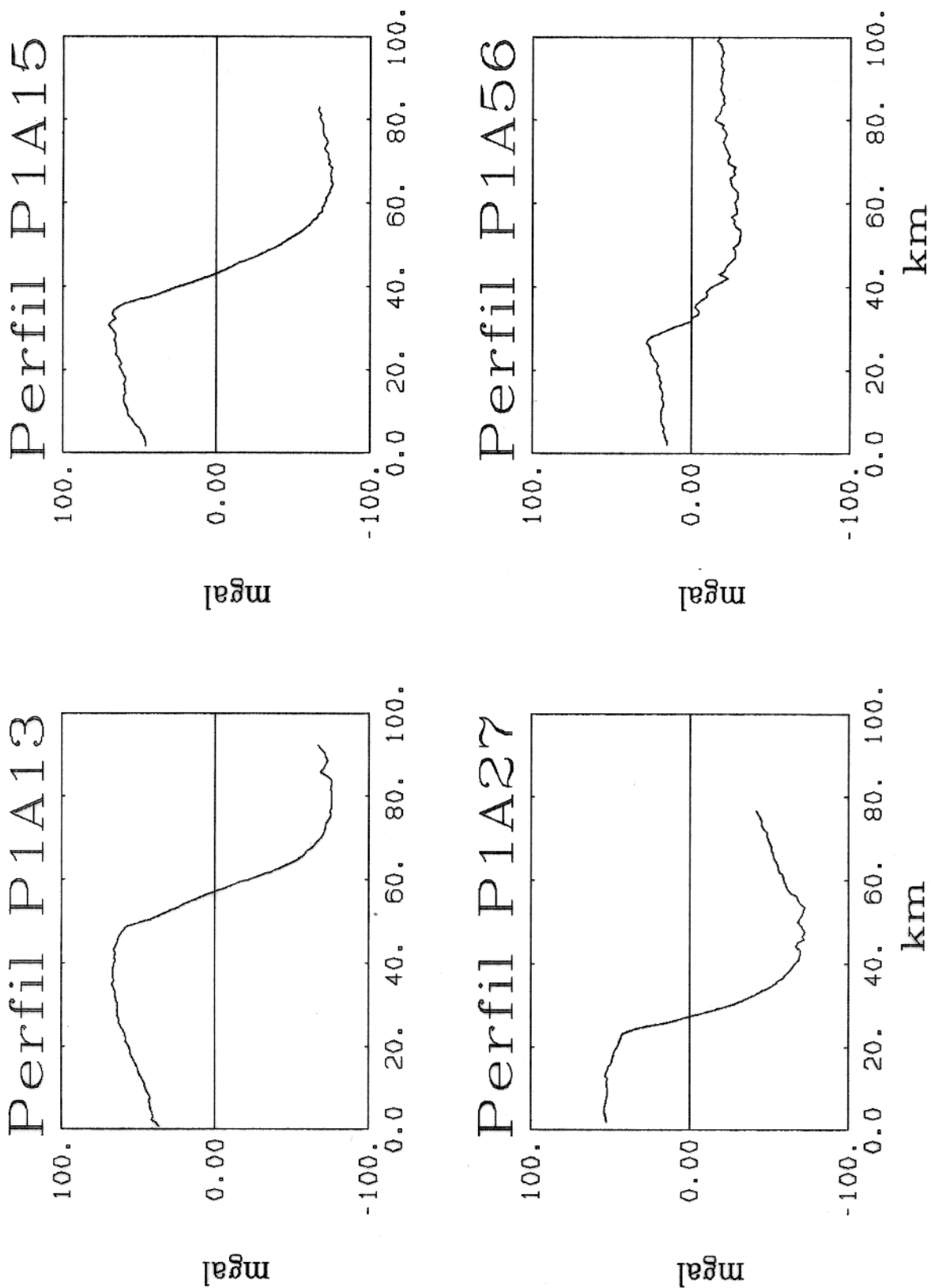


Fig.5.2.11a. Perfis gravimétricos selecionados para a aplicação do Simplex.

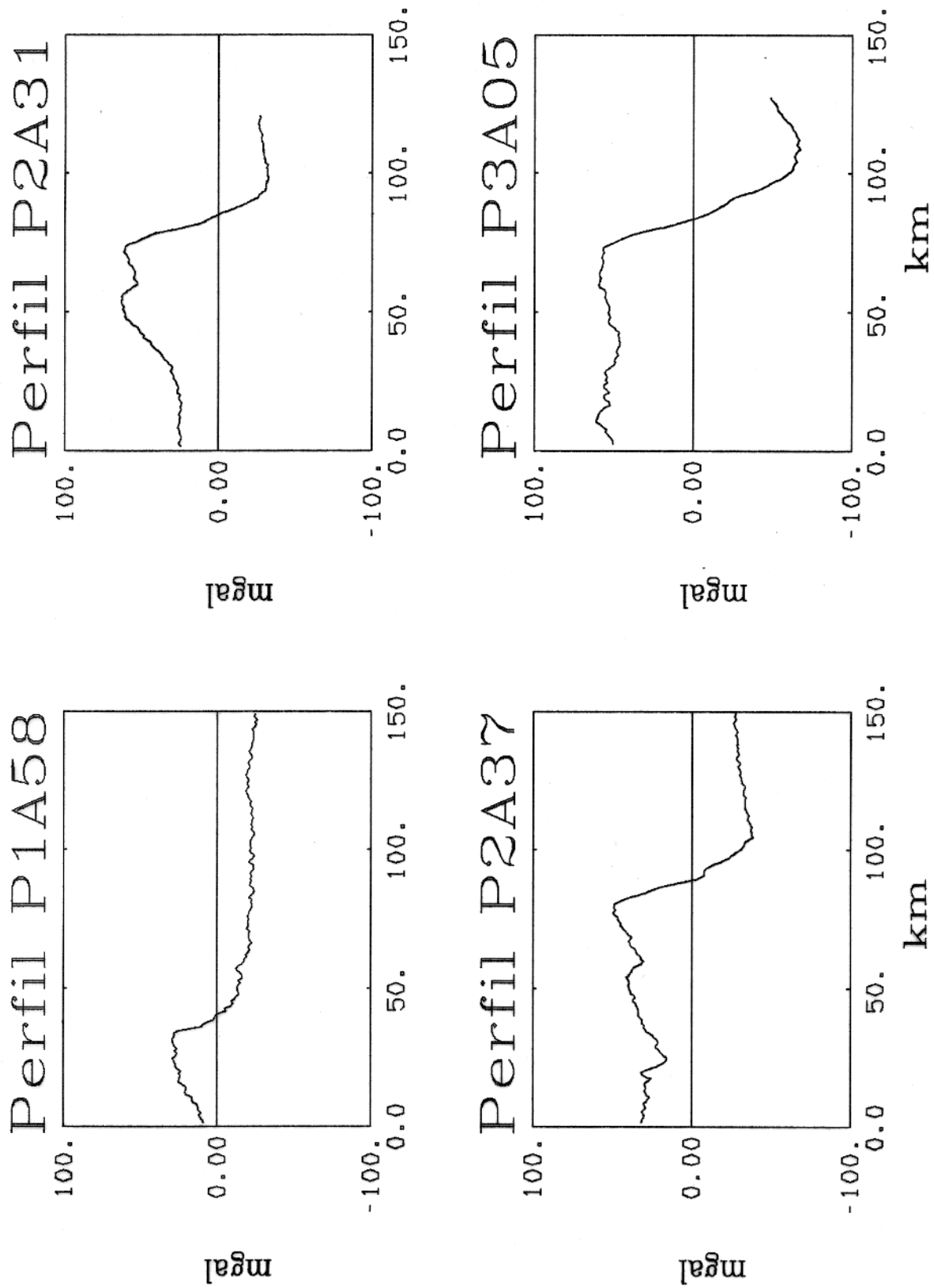


Fig.5.2.11b. Perfis gravimétricos selecionados para a aplicação do Simplex.



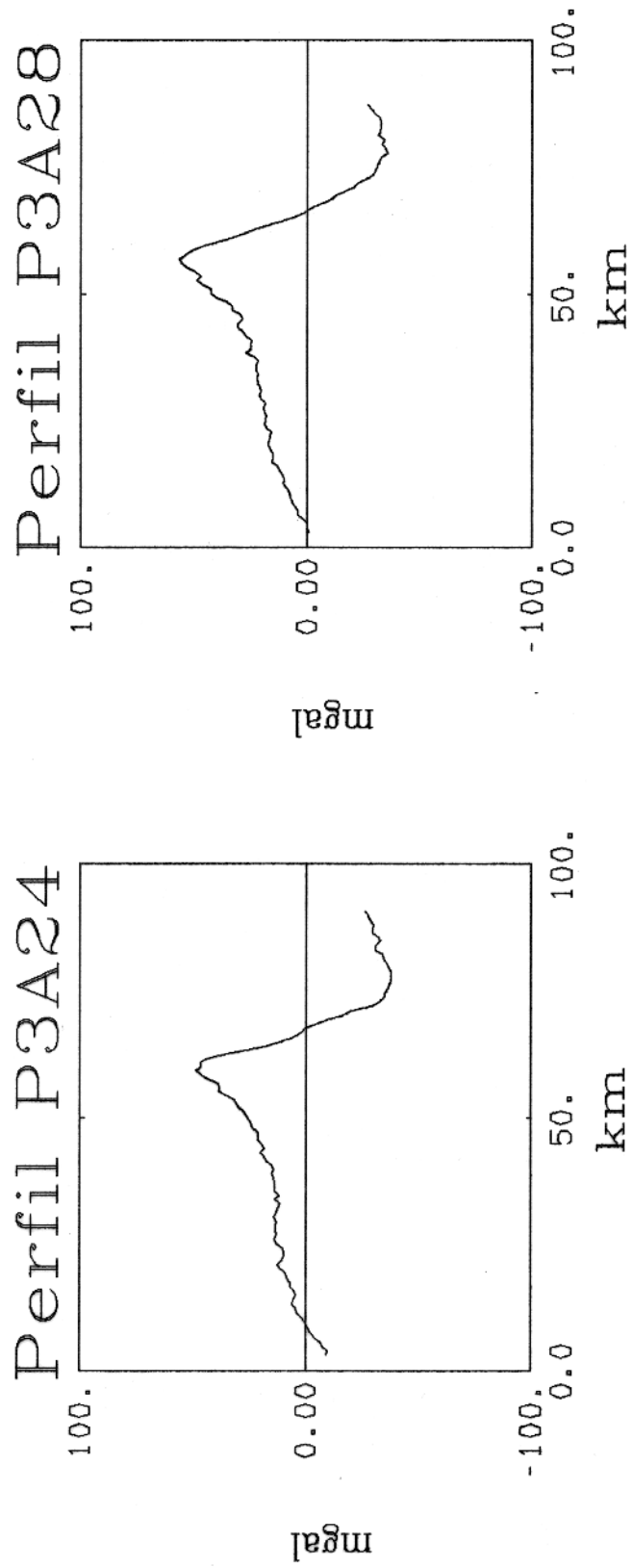


Fig.5.2.11c. Perfis gravimétricos selecionados para a aplicação do Simplex.

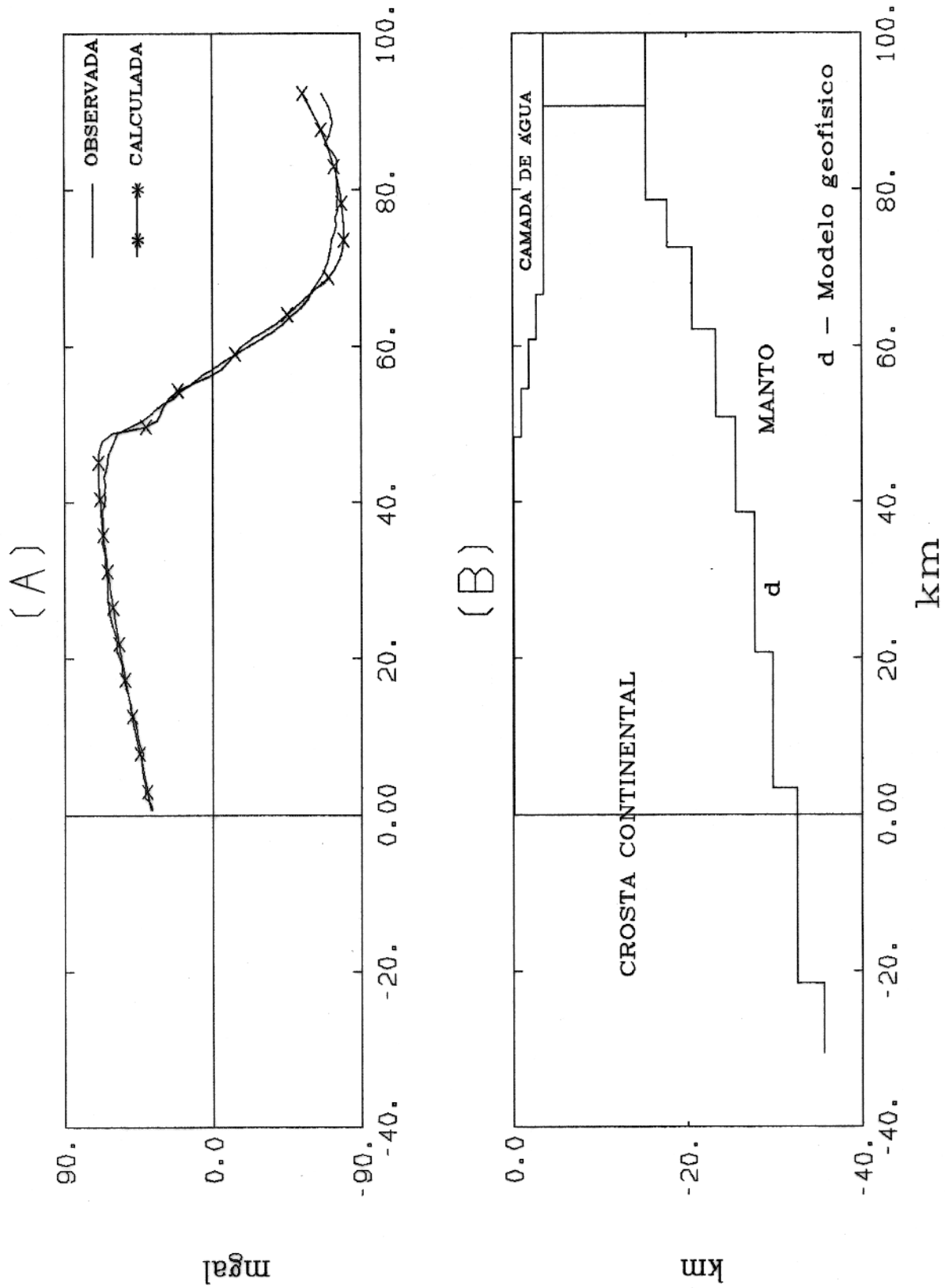


Fig.5.2.12. (A) Comparação entre as anomalias observada e calculada do perfil P1A13; e (B) seu modelo final.

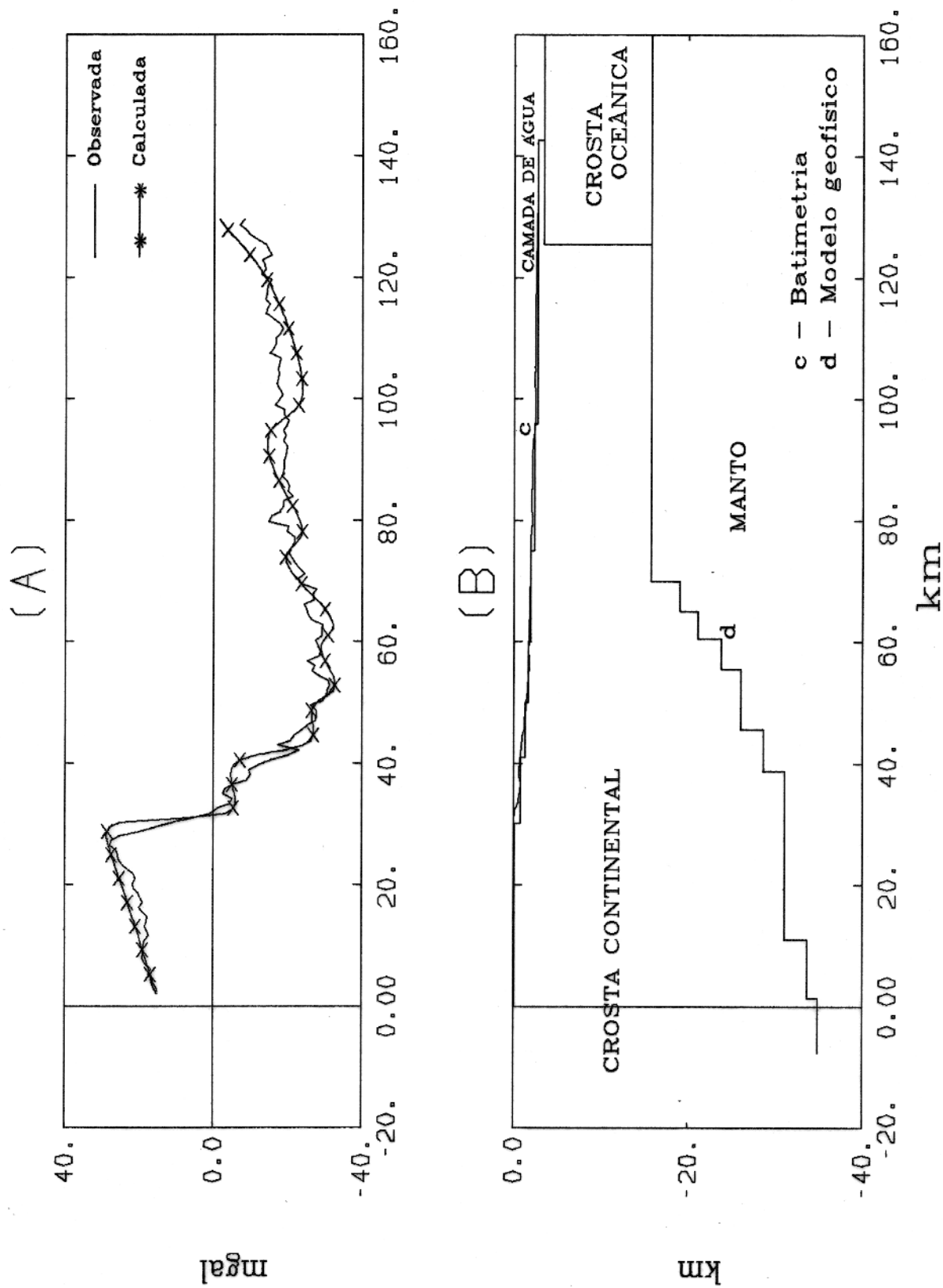


Fig.5.2.13. (A) Comparação entre as anomalias observada e calculada do perfil P1A56; (B) sua batimetria e modelo final.

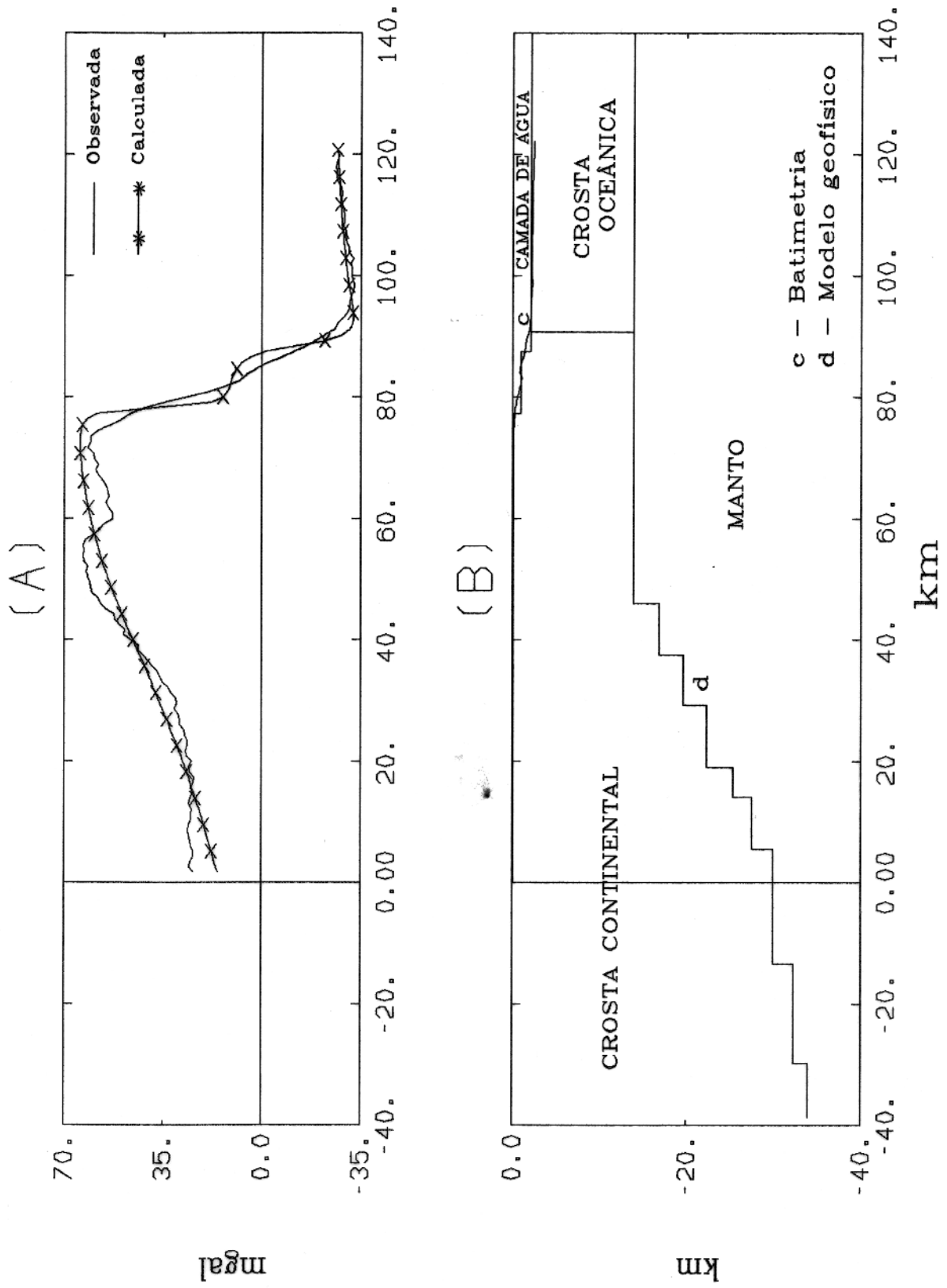


Fig.5.2.14. (A) Comparação entre as anomalias observada e calculada do perfil P2A31; (B) sua batimetria e modelo final.

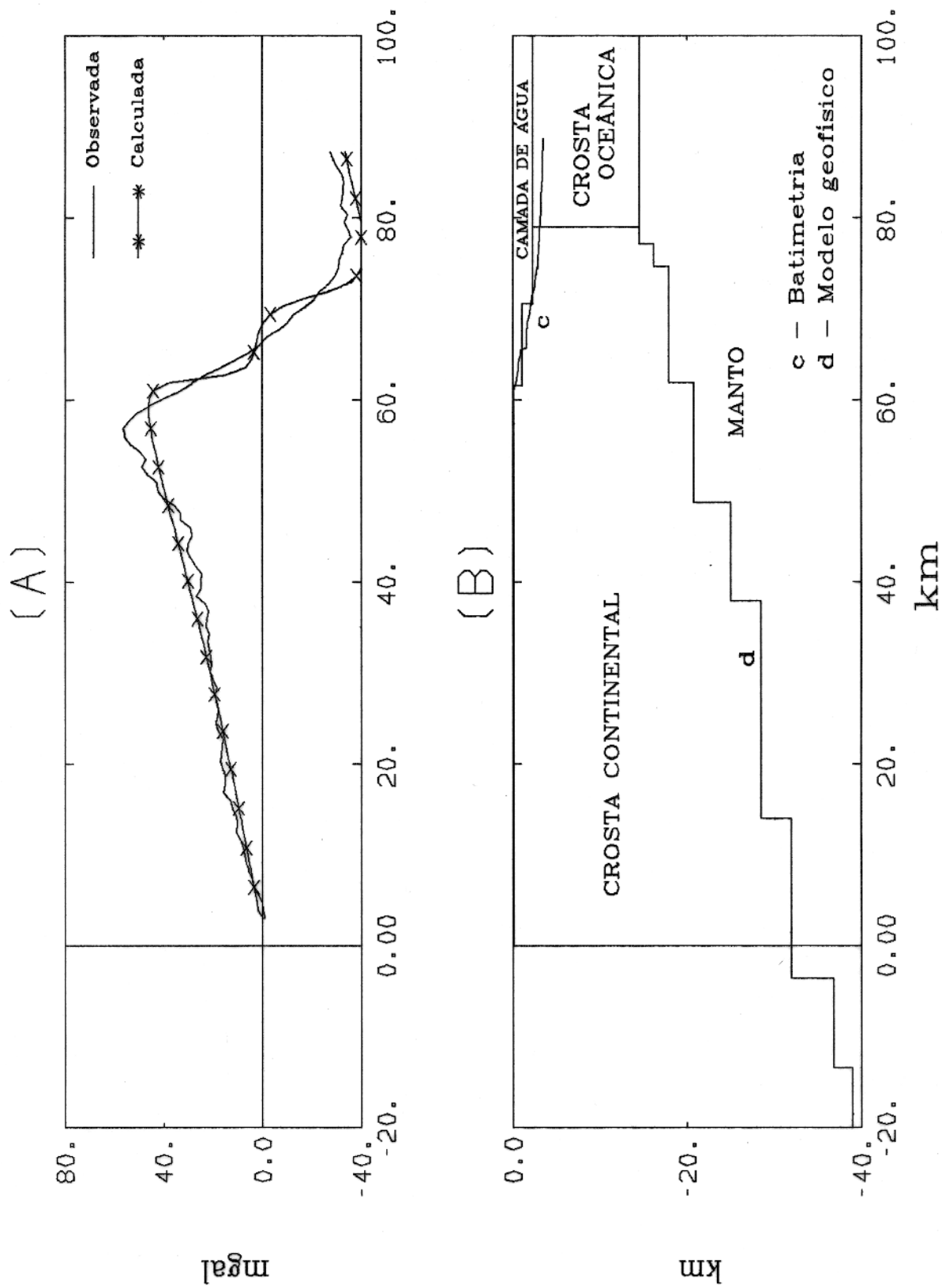


Fig.5.2.15. (A) Comparação entre as anomalias observada e calculada do perfil P3A28; (B) sua batimetria e modelo final.

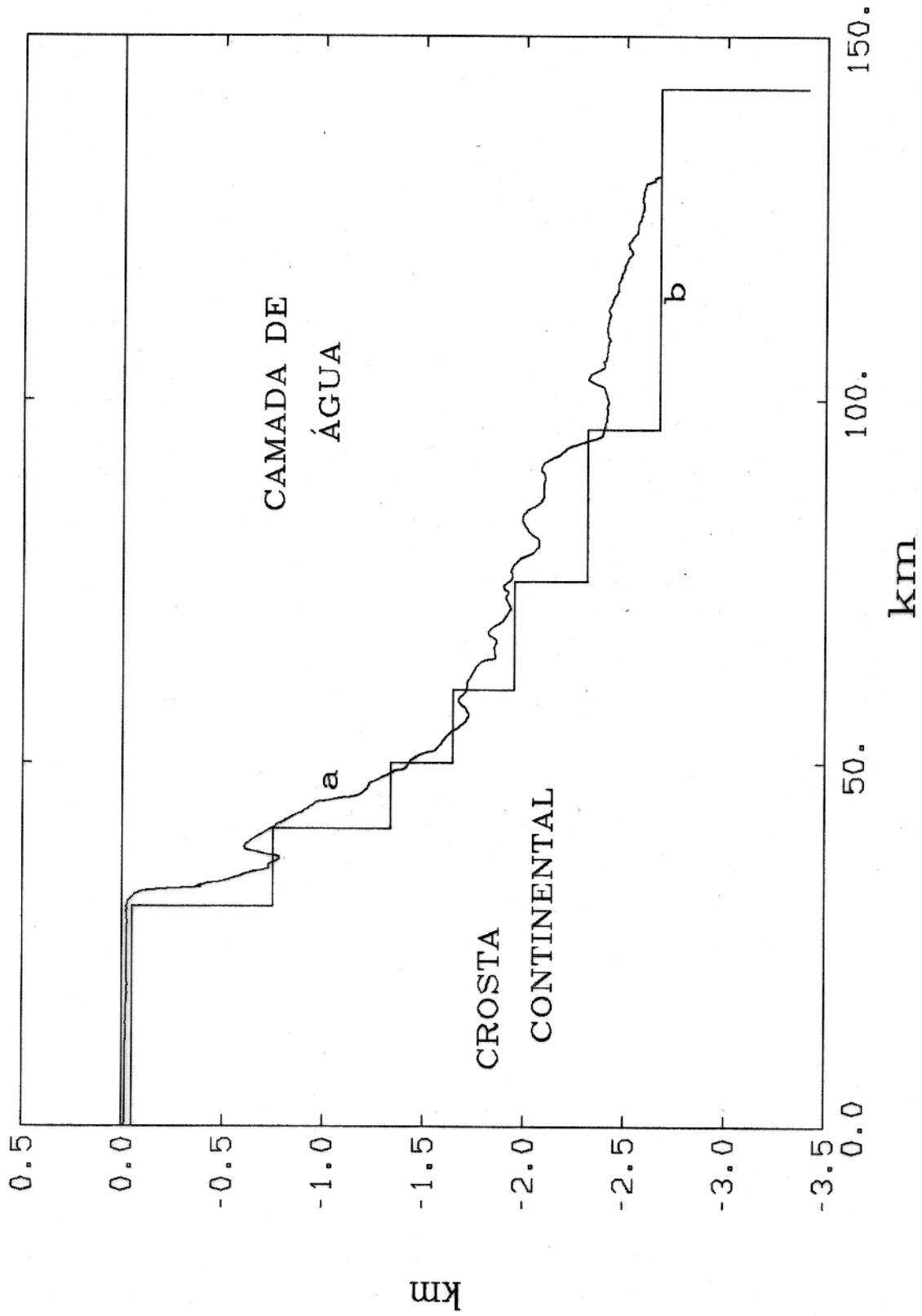


Fig.5.2.16. Relação entre o perfil P1A56 (a) e a parte superior do modelo teórico (b).