

**DELINEAMENTO DO PÉ DO TALUDE NA MARGEM
CONTINENTAL DO CEARÁ ATRAVÉS DA INTEGRAÇÃO
DE DADOS GEOLÓGICOS E GEOFÍSICOS.**

por

LUIZ GONZAGA CAMPOS

Oficial de Marinha (Escola Naval – 1980)

Tese submetida como requisito parcial ao grau de

MESTRE EM CIÊNCIAS

em

GEOFÍSICA

ao

Colegiado do Curso de Pós-Graduação em

Geofísica

da

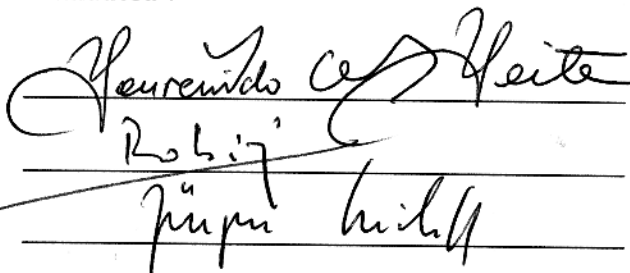
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

Banca Examinadora :

Dr. Lourenildo W. B. Leite (Orientador)

Dr. Maâmar El-Robrini (Co-Orientador)

Dr. Jürgen H. Bischoff



Data da Homologação : 30/12/1992

CAMPOS, Luiz Gonzaga. Delineamento do pé do talude em um perfil da margem continental do Ceará através da integração de dados geológicos e geofísicos. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 1992. 129 p. il.

Tese (Mestrado em Geofísica) – Curso de Pós-Graduação em Geofísica, Centro de Geociências, UFPa., 1992.

1. PÉ DO TALUDE CONTINENTAL. 2. DADOS GEOFÍSICOS - Integração. 3. DIREITO DO MAR - Convenção da ONU. 4. INVERSÃO - Busca Sistemática. 5. INVERSÃO - Derivadas. I. Título

À minha mulher Jane e aos
meus filhos Pedro e Beatriz.

AGRADECIMENTOS

À Marinha do Brasil por ter me concedido a oportunidade e o privilégio de realizar o Curso de Funções Técnicas Avançadas em Geofísica.

À Diretoria de Hidrografia e Navegação pela confiança em mim depositada e aos oficiais, praças e funcionários civis que ajudaram na troca de informações e envio de dados necessários à complementação dos trabalhos.

Ao Comando do 4º Distrito Naval pelo amplo e irrestrito apoio, imprescindível ao bom andamento dos trabalhos.

Ao convênio UFPA/PETROBRÁS/FADESP/CAPES/FINEP/CNPq pelo suporte científico e tecnológico.

Ao prof. Dr. Lourenildo W. B. Leite pela confiança em mim creditada quando da condição de aluno especial, pela sua inequívoca competência profissional, constante paciência e irrestrita disponibilidade de tempo na orientação dessa tese e pela franca amizade ao longo desses quase três anos.

Ao prof. Dr. Maâmar El-Robrini pelo interesse, empenho, sugestões e crítica equilibrada na co-orientação dessa tese, notadamente no contexto da geologia marinha, e pela fraterna amizade.

Ao prof. Dr. Jürgen H. Bischoff pelas idéias na etapa preliminar desse trabalho, pela análise crítica e correção construtiva como membro da banca examinadora.

Ao Capitão de Fragata Alexandre Tagore M. Albuquerque e aos demais integrantes do Comitê Executivo para o LEPLAC pelo empenho na pronta liberação dos dados aplicados nessa tese e constante interesse durante o seu desenvolvimento.

Ao Dr. Jairo M. Souza e aos demais membros do Subcomitê de Geologia e Geofísica pela presteza na preparação e envio dos dados e pela atenção sempre que solicitada durante o

desenvolvimento dessa tese.

Ao Geólogo Mariano Stamato, da Divisão de Interpretação do Distrito de Exploração do Norte da PETROBRÁS pela atenção e apoio dispensados na obtenção dos dados de poço.

Ao Capitão de Corveta Lucas de C. Costa, meu prezado amigo e contemporâneo de Escola Naval e DHN, cujas discussões e sugestões lastrearam o tema desse trabalho.

A todos os amigos do mestrado e doutorado do prédio do Centro de Geociências e da Geofísica do Petróleo que de forma direta ou indireta ajudaram no cumprimento das tarefas.

A todo corpo docente, técnico, administrativo e de apoio do CPGG/UFPA pelo sacrifício anônimo, pela dedicação silenciosa e desinteressada que propiciaram as condições favoráveis para o cumprimento dessa missão.

À minha mulher Jane e aos meus filhos Pedro e Beatriz por mais uma vez terem se dedicado a mim, em sacrifício próprio, para que eu pudesse cumprir mais esta missão hidrográfica.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	ii
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1 - INTRODUÇÃO	5
2 - AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS	10
2.1 SÍNTESE DO LEPLAC III	10
2.2 AQUISIÇÃO DOS DADOS	12
2.2.1 Navio Oceanográfico Almirante Câmara	12
2.2.2 Navegação	15
2.2.3 Sísmica de Reflexão Multicanal	15
2.2.4 Batimetria	20
2.2.5 Gravimetria	20
2.2.6 Magnetometria	23
2.3 PROCESSAMENTO DOS DADOS	23
2.3.1 Navegação	23
2.3.2 Sísmica de Reflexão Multicanal	24
2.3.3 Batimetria	25
2.3.4 Gravimetria	25
2.3.5 Magnetometria	29
2.4 APRESENTAÇÃO DOS DADOS	30
3 - FISIOGRAFIA E GEOLOGIA DA ÁREA	33
3.1 FISIOGRAFIA	34
3.1.1 Introdução	34
3.1.2 Plataforma Continental	34
3.1.3 Talude Continental	40
3.1.4 Pé do Talude Continental	41
3.1.5 Sopé Continental	42
3.1.6 Bacia Abissal	43

3.2	GEOLOGIA	44
3.2.1	Introdução	44
3.2.2	Arcabouço Estrutural	45
3.2.3	Estratigrafia	46
3.2.4	Processos de Deslizamentos	46
3.3	CARACTERÍSTICAS GEOFÍSICO–GEOLÓGICAS	48
3.4	RESUMO	51
4	- METODOLOGIA DE INTERPRETAÇÃO	52
4.1	SÍSMICA DE REFLEXÃO MULTICANAL	55
4.2	GRAVIMETRIA	56
4.2.1	Formulação do Modelo Direto (Poliedral 2D)	56
4.2.2	Técnicas de Inversão Automática	62
4.2.2.1	Técnica COGGINS	62
4.2.2.2	Técnica LEVENBERG–FRANKLIN	67
4.2.3	Teste em Modelo Sintético e Estratégia dos Algoritmos de Inversão	73
4.3	RESUMO	90
5	- INTERPRETAÇÃO INTEGRADA DOS DADOS GEOLÓGICOS E GEOFÍSICOS	98
5.1	FORMA DE ABORDAGEM	98
5.2	CÁLCULO DO MODELO GEOFÍSICO	98
5.3	INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS	110
6	- CONCLUSÃO	120
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	123

DELINEAMENTO DO PÉ DO TALUDE NA MARGEM CONTINENTAL DO CEARÁ ATRAVÉS DA INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS E GEOFÍSICOS

(TESE DE MESTRADO : Dez./92)

LUIZ GONZAGA CAMPOS

Orientador : Dr. Lourenildo W. Barbosa Leite

Departamento de Geofísica – Centro de Geociências/UFGA

Caixa Postal 909 – Belém, PA, Brasil

RESUMO

A metodologia de interpretação integrada dos dados geológicos e geofísicos observados em um perfil da margem continental do Ceará possibilita a identificação e a integração de características peculiares a cada tipo de dado. Dessa forma, é possível se definir a localização mais provável de feições estruturais importantes, tais como a fronteira entre as crostas continental e oceânica e o pé do talude, objeto do presente estudo. Segundo o Artigo 76 (parágrafo 4, item b) da Convenção das Nações Unidas para o Direito do Mar, o pé do talude é definido como o ponto de variação máxima do gradiente do talude na sua base. Entretanto, essa definição, apesar de simples no contexto fisiográfico, não é suficiente para propiciar a localização do pé do talude como preconiza a Convenção, razão pela qual se aplicam os métodos geofísicos.

Dentro do contexto geofísico-geológico está implícita a interpretação quantitativa das anomalias gravimétricas ar-livre, que possibilita o delineamento do modelo geofísico representando a subsuperfície, cuja finalidade é subsidiar geologicamente a interpretação integrada dos dados aludidos.

Um procedimento automático de ajuste de curvas combinando as técnicas de inversão de busca sistemática e a que utiliza derivadas foi usado com o propósito de gerar o modelo geofísico. A aplicação rigorosa de vínculos preliminarmente e a constante reavaliação desses vínculos através de um processo interativo entre a sísmica e a gravimetria, gerado durante

a interpretação quantitativa das anomalias ar—livre, possibilitaram que o modelo geofísico final estivesse dentro dos padrões geológicos para área, notadamente quanto ao equilíbrio isostático (Teoria de Airy).

O objetivo do presente trabalho é se estudar as características geológicas e geofísicas observadas ao longo de um perfil da margem continental do Ceará (LEPLAC III), notadamente quanto ao pé do talude, buscando estabelecer a aplicabilidade de uma metodologia de interpretação integrada desses dados, cuja finalidade é se definir de forma sistemática a localização mais provável para esta feição fisiográfica.

A metodologia de interpretação integrada dos dados geológicos e geofísicos empregada mostrou—se eficiente para este objetivo. Foi possível se integrar: (i) a localização fisiográfica (distância da costa e profundidade) do pé do talude; (ii) a zona de instabilidade tectônica evidenciada pelos falhamentos, comuns nesta região; (iii) ao fim de uma zona magnética perturbada, associado a um ponto de mínimo na curva de anomalia magnética, e que possivelmente delimita o início de uma zona magnética quieta, denominada de anomalia E e (iv) um ponto de inflexão na curva de anomalia ar—livre, associado ao efeito gravimétrico do contraste de densidades entre as crostas continental, os sedimentos e a água do mar, evidenciado pela geometria do talude. Foi possível ainda se definir a localização mais provável para a fronteira entre as crostas continental e oceânica.

Dada a rigorosidade na aplicação das técnicas de inversão e dos vínculos é provável que as correlações das características intrínsecas a cada tipo de dado efetuadas na conclusão desse trabalho tenham fundamento e possam ser confirmadas. A condição para isto é a aplicação da metodologia aqui estabelecida em um número maior de perfis.

DELINEATION OF THE FOOT OF THE SLOPE AT THE CONTINENTAL MARGIN OF CEARÁ BY INTEGRATION OF GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL DATA

(MASTER THESIS : Dec./92)

LUIZ GONZAGA CAMPOS

Adviser: Dr. Lourenildo W. Barbosa Leite

Departamento de Geofísica – Centro de Geociências/UFPA

Caixa Postal 309 – Belém, PA, Brasil

ABSTRACT

The methodology of integrated interpretation applied to the geological and geophysical data observed along a profile at the continental margin of Ceará, enables the identification and integration of characteristics particular to each kind of datum. In this manner, it is possible to define the most probable location of important structural features, such as the boundary line between the continental and oceanic crust and the foot of the continental slope, which is the subject of this study. According to Article 76 (paragraph 4, item b) of the United Nations Covenant regarding the Law of the Sea, the foot of the continental slope is defined as the point of maximum variation of the gradient of the slope at its base. However this definition, despite its simplicity in a physiographic context, it is not sufficient to define the location of the foot of the slope, according to the Covenant, and for this reason geophysical methods are used.

Within the geophysical–geological context, a quantitative interpretation of the free–air anomalies, can define the geophysical model, which represents the sub–surface, and can aid the integrated interpretation of the above mentioned data.

An automatic procedure of curve adjustment, combining the inversion techniques of systematic search and gradients, was used to generate the geophysical model. The previous rigorous application of constraints and the constant re–evaluation of these constraints by means of an interactive process between seismics and gravimetrics, generated during the

quantitative interpretation of free-air anomalies, constrained the final geophysical model to be within the geological framework of the area and within Airy's theory of isostatic equilibrium.

The purpose of this research is to study the geological and geophysical characteristics observed on a profile at the continental margin of Ceará (LEPLAC III), especially at the foot of the continental slope, and to try to establish a methodology of integrated interpretation of these data, whose objective is to define in a systematic way, the most probable location for this physiographic feature.

The methodology used turned out to be very efficient for the location of the foot of continental slope. In this sense, it was possible to integrate: (i) its physiographic location (distance from the coast and the water depth); (ii) a zone of tectonic instability inferred by the faulting, very common in the continental slope; (iii) the end of a disturbed magnetic anomaly zone, and that possibly delimits the beginning of magnetic quiet zone, named anomaly E and (iv) a point of inflexion in the curve or free-air anomaly, associated to an gravimetric effect of contrast in the densities of the continental crusts, the sediment and the sea water. It was also possible to define the most probable location for the boundary line between the continental and oceanic crusts.

Because of the rigorous application of the inversion techniques and constraints used, it is possible that the correlation of the intrinsic characteristics for each type of datum, performed at the conclusion of this research, have some foundation and can be confirmed if the methodology described is applied in a greater number of profiles.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A necessidade em se delimitar as fronteiras das áreas sob jurisdição de um ou outro Estado costeiro, bem como aquelas sob jurisdição internacional é tão antiga quanto, talvez, a própria história das civilizações e suas conquistas. Estas questões quase sempre exigiram a intermediação de uma autoridade, reconhecidamente neutra pelas partes, que o fazia sugerindo critérios que atendessem às exigências comuns. Entretanto, a história nos mostra que nem sempre se chegou a um consenso com relação aos critérios sugeridos.

Um exemplo clássico dessas questões de delimitações envolvendo fronteira no mar foi a que resultou no Tratado de Tordesilhas, constituído em 1494, como o meio diplomático encontrado pelo Papa Alexandre VI, Bórgia, para conciliar Portugal e Espanha em relação ao descobrimento, no ocidente, da Ilha de Vera Cruz. O Tratado criava um critério onde se traçava um meridiano abstrato distante cerca de 300 léguas a oeste do Arquipélago de Cabo Verde, que somente as navegações ulteriores localizariam na imensidão do oceano Atlântico. Estas questões de limites marinhos nunca mais cessaram, ao contrário, tenderam a aumentar e, já bem mais tarde, por volta de 1930, sob a égide da Liga das Nações, a comunidade internacional procurou elaborar um regime jurídico internacionalmente reconhecido para o ambiente marinho.

As tentativas na elaboração deste documento foram continuadas pelas duas primeiras Conferências das Nações Unidas sobre o Direito do Mar, em 1958 e 1960, realizadas em Genebra, na Suíça, cujos resultados não foram satisfatórios. Entretanto, o debate foi reiniciado em 1967 durante a Assembléia Geral das Nações Unidas. Nesta ocasião, o Embaixador A. Pardo, representante de Malta junto daquela organização, proferiu um relevante discurso no qual, pela primeira vez, se chamou a atenção da comunidade internacional para o risco eminente das riquezas minerais dos fundos marinhos serem exploradas e colonizadas pelas poucas potências industrializadas detentoras de tecnologia adequada a esse tipo de exploração. Segundo o Embaixador, as riquezas dos fundos marinhos internacionais constituíam herança comum da humanidade e como tal deveriam ser tratadas.

Após cinco anos de negociações preparatórias realizadas no Comitê para os Fundos Marinhos, foi aberta em 1973 a III Conferência das Nações Unidas sobre o Direito do Mar. Foram necessárias onze sessões de muito trabalho e negociações diplomáticas, ao longo de nove anos, para que se chegasse ao seu encerramento, em 10 de dezembro de 1982, em Montego Bay, na Jamaica, quando foi aberta à assinatura a Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (MB-DHN, 1984), doravante denominada CNUDM.

A CNUDM caracterizou-se, principalmente, pelo fortalecimento do espírito de solidariedade entre quase 160 Estados participantes, já que não somente os membros das Nações Unidas intervieram nos debates, constituindo-se no maior empreendimento normativo da história das relações internacionais. Procurou-se regulamentar da melhor forma o uso dos espaços marítimos e oceânicos, seus solos e subsolos, através da concertação internacional, sempre norteada pelo consenso. No tocante a estas regras, a CNUDM define um quadro detalhado e criterioso contendo dispositivos que regulam os limites da jurisdição nacional sobre os espaços oceânicos, o acesso aos mares, a navegação, a proteção e preservação do ambiente marinho, a exploração e conservação dos recursos biológicos, a investigação científica marinha, a exploração dos recursos minerais dos fundos marinhos e de outros recursos não biológicos, além de prever a solução de algumas controvérsias.

A CNUDM estabelece que os Estados costeiros são obrigados a mostrar, por meio da publicação de cartas ou listas de coordenadas geográficas, as suas linhas de delimitação. Entre as questões técnicas relacionadas com o traçado destas linhas, uma delas, a que estabelece a definição da plataforma continental (Artigo 76), está objetivamente ligada a esse trabalho de pesquisa.

Segundo a CNUDM, a definição da plataforma continental é complexa e pode dar margem a um grande número de dificuldades em sua aplicação (LÉVY, 1990), notadamente quando o bordo exterior da margem continental se estender além de 200 milhas das linhas de base. Neste caso, entram em discussão a noção de prolongamento natural de estruturas continentais, espessura de sequências sedimentares, pé do talude, cristas oceânicas, linha reta e outros termos igualmente controversos. Além disso, concorrendo para a controvérsia, existe o fato da definição desta província fisiográfica diferir no contexto geológico (FAIRBRIDGE, 1966; PALMA, 1984; SHEPARD, 1973) da apresentada pela CNUDM. KERR & KEEN (1990) relacionam este fato às características de algumas plataformas continentais, notadamente em margens continentais do tipo Atlântico, terminarem com uma clara definição e outras, porém, não possuírem definição clara e tenderem a um declive suave em direção ao oceano profundo.

A CNUDM apresenta no Artigo 76, parágrafo 4, duas possibilidades para a delimitação do bordo exterior da margem continental, que estabelece a extensão da plataforma continental.

A feição chave como ponto de partida para as medições das distâncias que irão definir o bordo exterior é o pé do talude continental. A CNUDM o define como o ponto de variação máxima do gradiente do talude na sua base. A determinação precisa e inquestionável deste ponto é difícil. A própria CNUDM reconhece tal dificuldade ao utilizar a expressão – salvo prova em contrário– antecedendo a definição dessa feição fisiográfica.

O Brasil procurou se organizar de forma a cumprir as exigências previstas pela CNUDM criando, pelo Decreto nº 95787, de março de 1988, o Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira, doravante denominado LEPLAC. Posteriormente, em 15 de setembro de 1989, através do Decreto nº 98145, o LEPLAC foi atualizado e hoje conta com a atuação de instituições públicas e privadas como Marinha do Brasil (MB), Petróleo Brasileiro S.A. (PETROBRÁS), Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM) e Comunidade Científica Nacional (CCN), sob a coordenação e controle da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM).

O programa LEPLAC original, já concluído, consistia da coleta de dados de sísmica de reflexão multicanal, gravimetria e magnetometria ao longo de 34.000 km de perfis, divididos em seis grandes áreas, constituindo os LEPLACs I a VI. Posteriormente, foram adicionados ao programa mais 9.000 km, que constituíram os LEPLACs VII e VIII, também já concluídos. Atualmente encontra-se em fase de execução o LEPLAC IX (ALBUQUERQUE & MARQUES, 1991; MARQUES et al., 1989; SOUZA, 1991; SOUZA, 1992).

Os dados geofísicos aplicados neste trabalho são provenientes do LEPLAC III, e foram cedidos pelo Comitê Executivo para o LEPLAC. O levantamento foi realizado na margem continental do Ceará, no período de outubro a dezembro de 1988, pelo Navio Oceanográfico Almirante Câmara, pertencente à Diretoria e Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil. Foram realizados cinco perfis contendo basicamente informações de navegação (posicionamento), batimetria, gravimetria, magnetometria e sísmica de reflexão multicanal. Os dados de campo potencial foram processados pelo Departamento de Exploração da PETROBRÁS, enquanto os de sísmica pela firma Themag–Geosource Geofísica. A batimetria foi obtida a partir das seções sísmicas. O capítulo 2 descreve resumidamente as etapas de aquisição e processamento dos dados.

O principal objetivo desse trabalho é estudar as características fisiográficas, geológicas, gravimétricas, magnéticas e sísmicas observadas em um perfil da margem continental do Ceará, e de estabelecer e aplicar uma metodologia de interpretação integrada dos dados aludidos para a definição do pé do talude continental. Para este objetivo está implícito o estudo da configuração geométrica e geológica da margem continental, o que evidencia a necessidade do estudo da zona de transição entre as crostas continental e oceânica.

A metodologia de interpretação integrada dos dados geológicos e geofísicos prevê a execução prévia de algumas etapas, as quais podemos ressaltar: (i) o estudo das principais características fisiográficas e geológicas da margem continental do Ceará, notadamente quanto ao talude e a sua base (FAIRBRIDGE, 1966), realizado no capítulo 3; (ii) a interpretação sismoestratigráfica da seção sísmica 503, utilizada como base para o delineamento do modelo proposto em subsuperfície, realizada no capítulo 4 e (iii) a interpretação quantitativa da anomalia ar—livre do perfil 503, que contou com a aplicação de um método automático de ajuste de curvas, efetuada no capítulo 4.

A estratégia escolhida para a interpretação quantitativa da anomalia ar—livre foi a empregada por SNOW (1978) no estudo das características tectônicas e estruturais observadas no centro—sul do Estado de Utah (EUA), utilizando dados aeromagnéticos e gravimétricos. Essa metodologia consiste basicamente da aplicação da técnica de inversão de busca sistemática unidimensional denominada COGGINS, seguida da aplicação da técnica de inversão que utiliza derivadas denominada LEVEMBERG—FRANKLIN. O objetivo de se combinar essas duas técnicas são, respectivamente (AL—CHALABI, 1971): (i) buscar a solução e (ii) calcular simultaneamente os parâmetros do modelo, concomitantemente ao ajuste de curvas.

A técnica de interpretação quantitativa foi testada previamente em dados sintéticos. Com os dados reais, foi possível se observar a sua adequabilidade e eficiência para a solução do problema, sobretudo quanto a possibilidade de reavaliação de vínculos geológicos ao final de cada iteração. Isto é, foi possível se estabelecer um procedimento interativo entre os dados geológicos e a solução geofísica, restringindo o número de soluções ambíguas.

Na interpretação integrada das características fisiográficas, geológicas e dos dados de sísmica e de campo potencial, apresentada no capítulo 5, procurou—se mostrar a provável correlação desses dados no tocante ao pé do talude continental. É possível integrar as seguintes feições: (i) as faixas prováveis de profundidade e distância da costa para a ocorrência do pé do talude; (ii) uma zona de instabilidade tectônica, identificada tanto no perfil batimétrico, quanto na seção sísmica; (iii) um ponto de inflexão na curva de anomalia ar—livre, associado ao efeito gravimétrico devido ao contraste de densidades entre a crosta continental, os sedimentos e a água do mar, evidenciado pela geometria do talude; (iv) a borda interna da zona magnética quieta, denominada de anomalia E e (v) um ponto de mínimo da curva de anomalia magnética, ocorrendo na base do talude, e que marca o limite entre uma zona magnética perturbada e uma de padrão relativamente linear. Foi possível ainda, baseado na integração desses dados, se identificar a provável zona de transição entre as crostas continental e oceânica.

A metodologia de interpretação integrada de dados geológicos e geofísicos estabelecida

e aplicada no presente trabalho carece de aplicação em um número maior de perfis, como medida de confirmação das associações das características geológicas e geofísicas formuladas. É recomendável que para este fim o afastamento dos perfis não exceda 1 milha náutica.

CAPÍTULO 2

AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS

Em setembro de 1986, a Marinha do Brasil e a PETROBRÁS assinaram um convênio com o propósito de adaptar o NOc. Almirante Câmara para as pesquisas geofísicas de sísmica de reflexão multicanal, gravimetria e magnetometria. O objetivo principal era atender as necessidades do Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR) e do LEPLAC.

A operação dos equipamentos para a coleta de dados foram efetuadas pelo pessoal de bordo do NOc. Almirante Câmara e pela equipe embarcada de técnicos da PETROBRÁS. A Figura 2.1 mostra a configuração sintetizada da aquisição dos dados a bordo do navio.

O processamento dos dados gravimétricos e magnéticos e a obtenção dos dados batimétricos a partir da sísmica de reflexão multicanal foram realizadas pelo Departamento de Exploração da PETROBRÁS (DEPEX), sendo os registros gravados em fita magnética no formato LEPLAC em intervalos de amostragem de 3 segundos.

Os dados de sísmica de reflexão multicanal foram processados pela firma Themag-Geosource Geofísica Ltda, sendo a sequência e parâmetros de processamento definidos pela PETROBRÁS, observados os critérios para controle e qualidade do LEPLAC.

O prospecto PETROBRÁS LEPLAC I (1991) serviu como fonte de informações técnicas sobre o LEPLAC III, devido ao fato de que o prospecto relativo a esse levantamento ainda não estava concluído até o encerramento do presente trabalho. Isto foi possível em virtude da padronização técnica dos LEPLACs.

2.1 SÍNTESE DO LEPLAC III

O LEPLAC III foi realizado no período de outubro a dezembro de 1988 na margem continental do Ceará (Figura 2.2). Foram adquiridos dados de sísmica de reflexão multicanal e efetuadas medições gravimétricas e magnéticas ao longo de cinco perfis (Figura 2.2), sendo quatro de direção sudoeste-nordeste, espaçados de aproximadamente 90 km, e um de amarração, perpendicular aos outros, perfazendo um total de cerca de 2.747 km (Tabela 2.1).

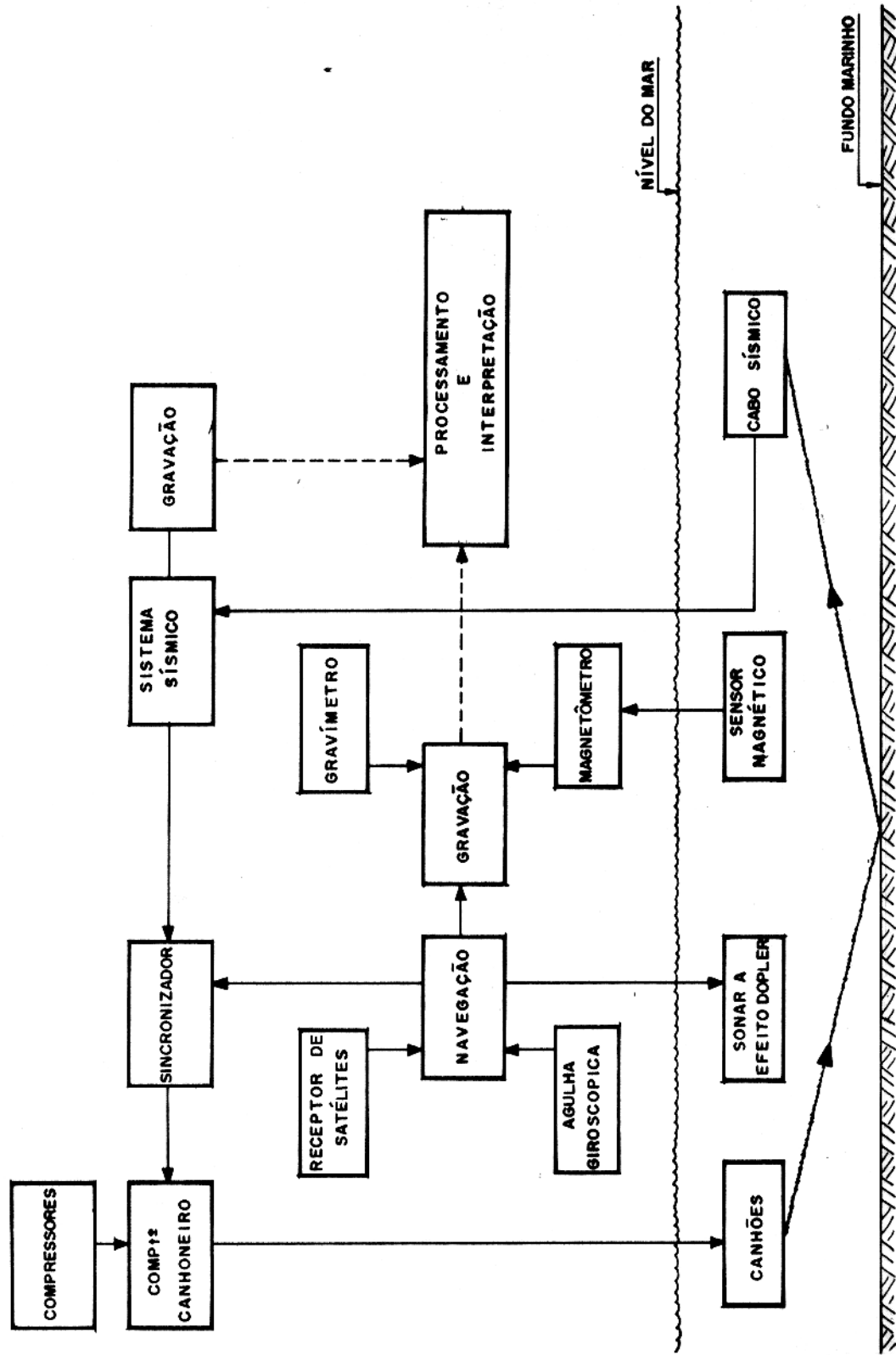


Figura 2.1 - Configuração sintetizada da aquisição dos dados de navegação e geofísicos a bordo do NOc. Almirante Câmara durante o LEPAC III.

Tabela 2.1 - Tabela de desenvolvimento e rendimento do LEPLAC III.

Linha	Coordenadas iniciais Lat/Long	Coordenadas finais Lat/Long	Total de perfilagem km/mn	Tempo gasto h/dia
Perfil 501	03°40,'0S 037°55,'0W	01°03,'5N 034°14,'7W	668/360	66,81/2,78
Perfil 502	01°30,'0N 034°57,'5W	02°28,'5S 037°58,'6W	645/348	60,80/2,53
Perfil 503	02°44,'9S 039°15,'1W	01°52,'5N 035°42,'9W	661/357	65,35/2,72
Perfil L4	02°09,'2N 036°31,'1W	01°11,'8S 039°13,'0W	473/255	41,13/1,71
Perfil L21	01°09,'5S 039°11,'4W	02°28,'6S 036°54,'0W	296/160	75,08/3,13

Foram gastos cerca de treze dias de aquisição efetiva de dados, numa média de 93,9 km por dia.

Os dados interpretados no presente trabalho são provenientes do perfil 503. As primeiras linhas (501 e 502) apresentaram problemas relacionados com a falta de continuidade dos dados em alguns trechos, enquanto as duas últimas (L4 e L21) não abrangem o talude continental, objeto desse estudo.

2.2 AQUISIÇÃO DOS DADOS

2.2.1 Navio Oceanográfico Almirante Câmara

O NOc. Almirante Câmara foi lançado ao mar no dia 14 de setembro de 1963, no estaleiro Marietta Manufacturing Co., em West Virginia (EUA), com o nome de "USNS Sands". No dia 1º de julho de 1974 foi incorporado à Marinha do Brasil, recebendo o nome que hoje ostenta. A partir de 26 de dezembro de 1974, passou para a subordinação da DHN-MB, iniciando as atividades oceanográficas, notadamente nas áreas de geologia e geofísica marinha, da qual participaram diversas instituições de pesquisas e universidades, dentre as quais pode-se destacar a UFPA.

O NOc. Almirante Câmara foi adaptado no Arsenal de Marinha do Rio de Janeiro (AMRJ), no período de 26 de setembro a 22 de dezembro de 1986. O projeto de adaptação e

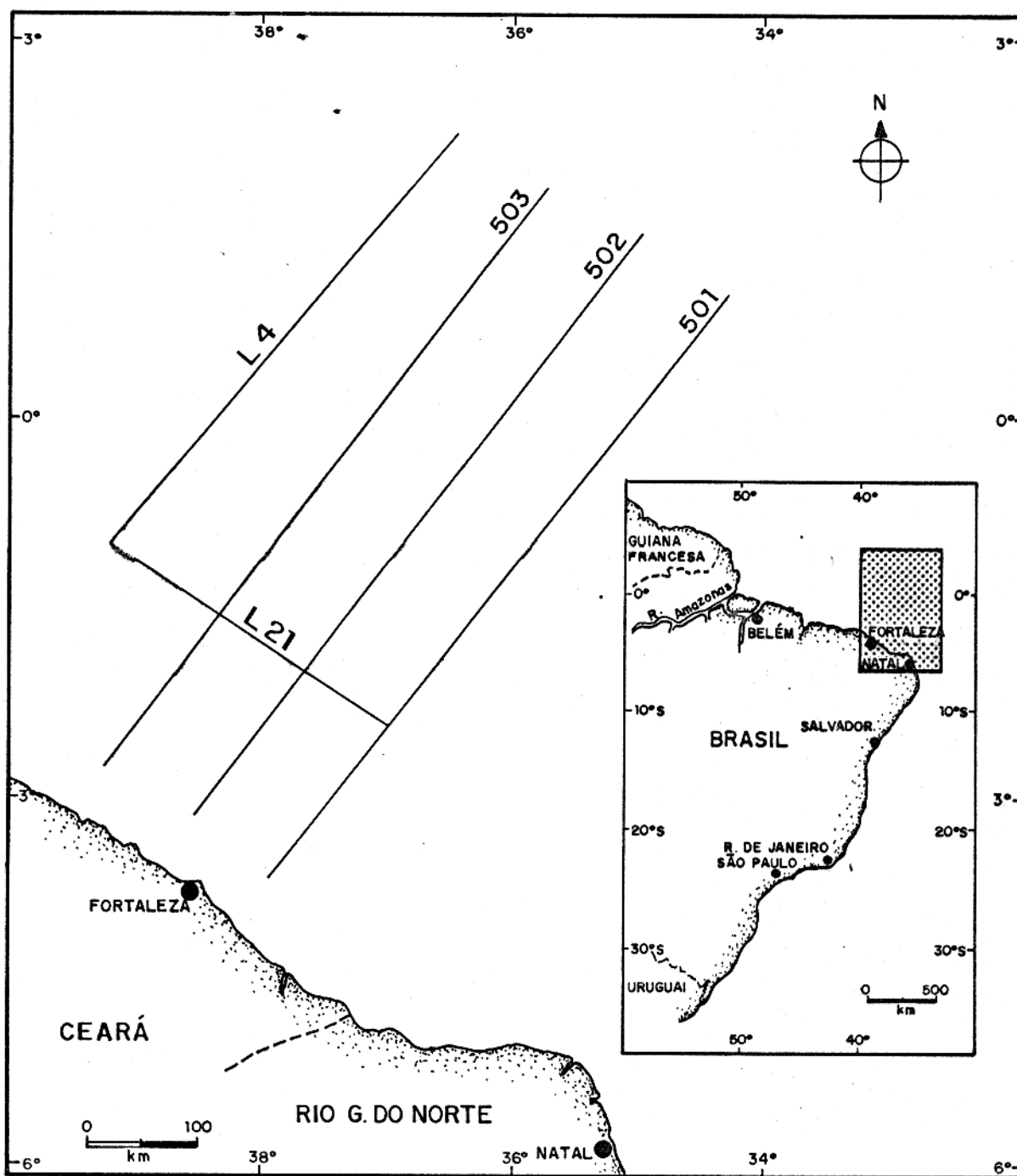


Figura 2.2 - Mapa de localização dos cinco perfis geofísicos levantados na margem continental do Ceará durante o LEPLAC III.

montagem foi coordenado pelo geofísico Paulo Roberto Maldonado (PETROBRÁS) e executado por técnicos do AMRJ e da "Western Geophysical Company (WGS)" (PETROBRÁS LEPLAC I, 1991). As suas principais características são:

Deslocamento: 1.525 toneladas (flutuando).

Calado: -4,65 m, a vante; e -4,73 m, a ré.

Comprimento: 63,5 m.

Boca: 12,04 m (valor máximo).

Propulsão: (i) diesel-elétrica, com potência de 1.000 HP; (ii) 4 motores de combustão principal (MCP), marca Caterpillar, modelo D-38, com 765 HP de potência cada um; (iii) um hélice de proa (bow-thruster), para facilitar a manobra do navio; e (iv) uma turbina a gás Garret de 500 HP, para possibilitar a execução de pesquisas de acústica submarina que exigem baixo nível de ruído e prover energia em ocasiões de emergências.

Velocidade: 9 nós para cruzeiro e 11 nós para a máxima.

Leme: é acionado hidráulicamente por uma bomba acoplada a um motor elétrico. O navio ainda dispõe de um sistema de giro-piloto que possibilita o seu governo automaticamente.

Energia: corrente alternada de 115 e 450 Volts.

Água: 10,3 toneladas de reserva e dois grupos destilatórios com capacidade de produção diária de 9 toneladas.

Combustível: capacidade total de 270 toneladas, com consumo médio diário de 6 toneladas, o que permite uma autonomia no mar de aproximadamente 40 dias.

Sistema de ar condicionado central: atende prioritariamente os compartimentos habitáveis e o laboratório de geofísica marinha, podendo esquentar ou resfriar o ambiente.

Alojamento: permite a acomodação de oito pesquisadores ou técnicos, em dois camarotes duplos e um alojamento.

O navio ainda dispõe de embarcações e balsas salva-vidas, baleeira a motor, guindaste com capacidade máxima de 10 toneladas, oficina, paióis, cozinha, refeitórios, lavanderia, local de lazer (praça d'armas) e biblioteca.

2.2.2 Navegação

O sistema de navegação usado nos levantamentos geofísicos é o integrado de navegação WISDOM, versão WISLL 13, com densidade de gravação de 800 bpi e datum WGS-72. Esse sistema é capaz de gerar uma precisão da ordem de 50 m para a posição fixa do navio, integrando os seguintes componentes periféricos (Figura 2.3):

(a) receptor de satélites MAGNAVOX, modelo MX-1107, capaz de atender aos sistemas de navegação avançada "Navy Global Navigational Satellite System (TRANSIT)" e "Navstar Global Positioning System (GPS)", que permite a determinação das coordenadas do ponto de amostragem e o cálculo das posições intermediárias;

(b) sonar a efeito doppler MAGNAVOX, modelo MK-610, responsável pelo cálculo da velocidade do navio em relação ao fundo, o que permite avaliar o erro na posição fixa e nas fiduciais, e assim corrigi-las;

(c) agulha giroscópica SPERRY, modelo MK-227, que possibilita a determinação do rumo e a correspondente correção na posição;

(d) velocímetro, que mede a velocidade do som na água, permitindo a correspondente correção no sonar doppler;

(e) inclinômetro, que mede os desvios do navio em relação a vertical local, também permitindo a correspondente correção no sonar doppler. Os desvios laterais são chamados de banda e os longitudinais de trim.

Todos esses componentes periféricos são integrados através de um painel "break out" ("Geoscience Data Unit, GDU") a um computador HP-1000, operando com interface GDU, além de terminal de operador HP-2649C, monitor de vídeo, unidades de formatação e gravação PERTEX e unidade de impressão DIABLO (Figura 2.3).

Durante o LEPLAC III, a maior parte dos dados de navegação foram adquiridos a partir do método de posicionamento conhecido como navegação estimada. As coordenadas dos pontos de amostragem provenientes desse método são calculadas a partir de informações de rumo e deslocamento do navio, originadas da agulha giroscópica e do sonar doppler, respectivamente, calibrado periodicamente pelo rastreamento de satélites dos sistemas TRANSIT e GPS.

2.2.3 Sísmica de Reflexão Multicanal

O NOc. Almirante Câmara dispõe de um sistema completo para aquisição dos dados de sísmica de reflexão multicanal, constituído basicamente dos seguintes componentes periféricos

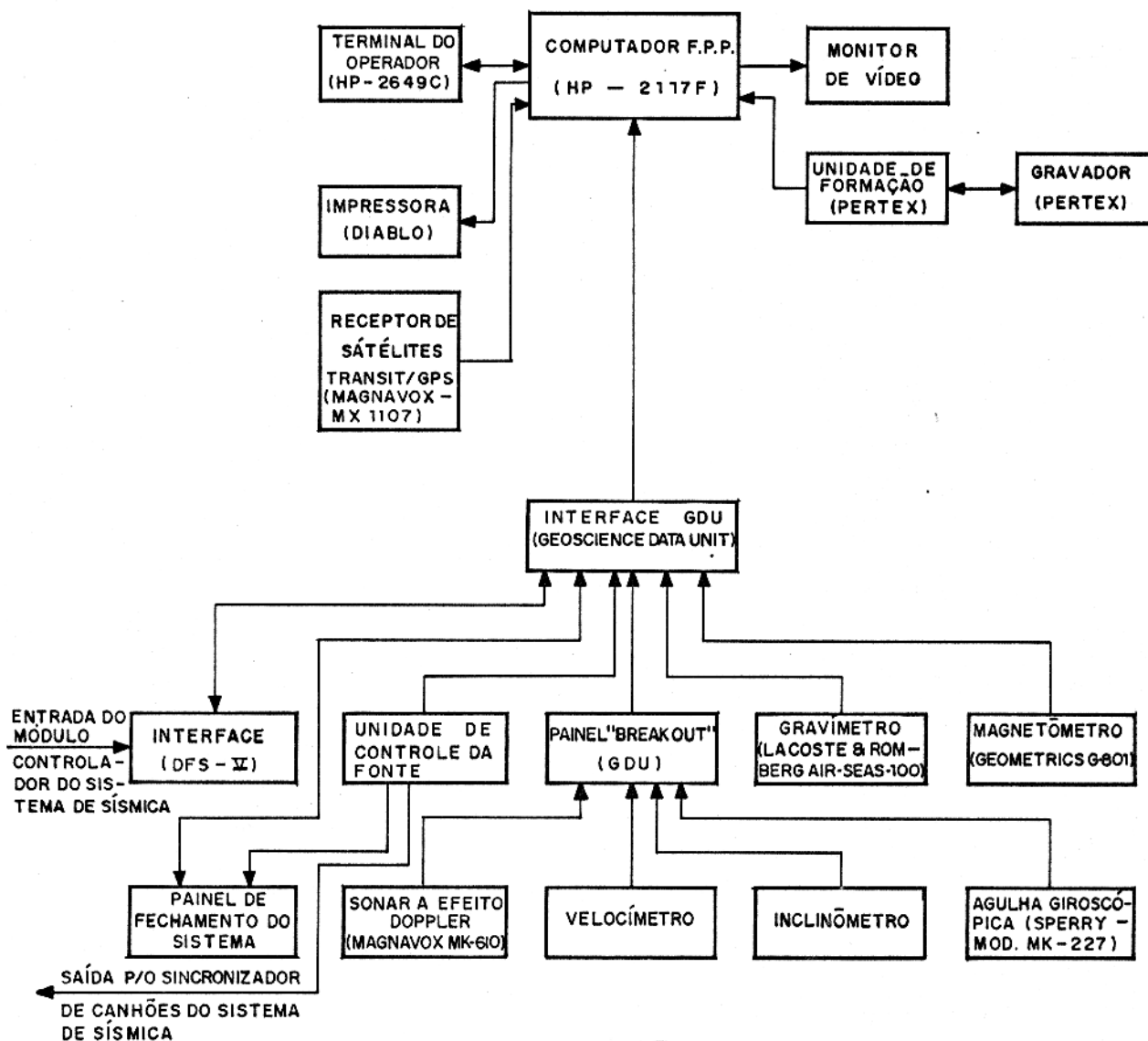


Figura 2.3 - Sistema integrado de navegação WISLOW, versão WISLL 13, instalado no NOc. Almirante Câmara.

(Figura 2.4 e Figura 2.5):

(a) sistema sísmico da TEXAS INSTRUMENT, modelo DFS V, configurado para gravação de até 96 canais, com três unidades de fita magnética e com os seguintes parâmetros de registro (Figura 2.4):

Número de canais:	96.
Formato de gravação:	SEG B.
Densidade de gravação:	1.600 bpi.
Ganho do pré-amplificador:	6 dB.
Ganho total:	114 dB.
Razão de amostragem:	4 ms.
Filtro corta altas frequências/slope:	90 Hz/72dB/oitava.
Filtro corta baixas frequências/slope:	8 Hz/18dB/oitava.

Tempo de registro: variável conforme a profundidade do fundo do mar, preservando um tempo mínimo de 6 s além da reflexão no fundo marinho;

(b) sincronizador de canhões da LITTON RESOURCES, modelo LRS-100, que permite uma disposição de tiro com intervalo a cada 20 s, correspondendo a cerca de 50 m, proporcionando uma cobertura ou multiplicidade de até 2.400% (Figura 2.4);

(c) cabo sísmico analógico programável da LITTON RESOURCES, composto de (Figura 2.5): (i) vinte e quatro seções ativas de 100 m cada; (ii) um "lead in", que se constitui em um cabo transmissor de sinais entre os equipamentos controladores e registradores de bordo e o cabo sísmico; (iii) duas seções elásticas, também chamadas de mortas e (iv) uma bóia refletora radar, que permite o acompanhamento do posicionamento do cabo, através dos radares DECCA 1230 e 1226.

O cabo sísmico possui as seguintes características principais: enguia de hidrofones ou "streamer", que consiste de: (i) um tubo plástico preenchido com um fluido de baixa densidade, a fim de facilitar a flutuabilidade e reduzir o ruído produzido pelo "streamer"; (ii) uma linha singela composta de hidrofones, que recebem o sinal refletido e (iii) indicadores de profundidade (DI) e niveladores de profundidade (BIRD), que atuam em compasso na manutenção da enguia dentro do limite de profundidade estabelecido (10 a 13 m), a fim de evitar ruídos de superfície (Figura 2.5). A enguia de hidrofones possui as seguintes características principais:

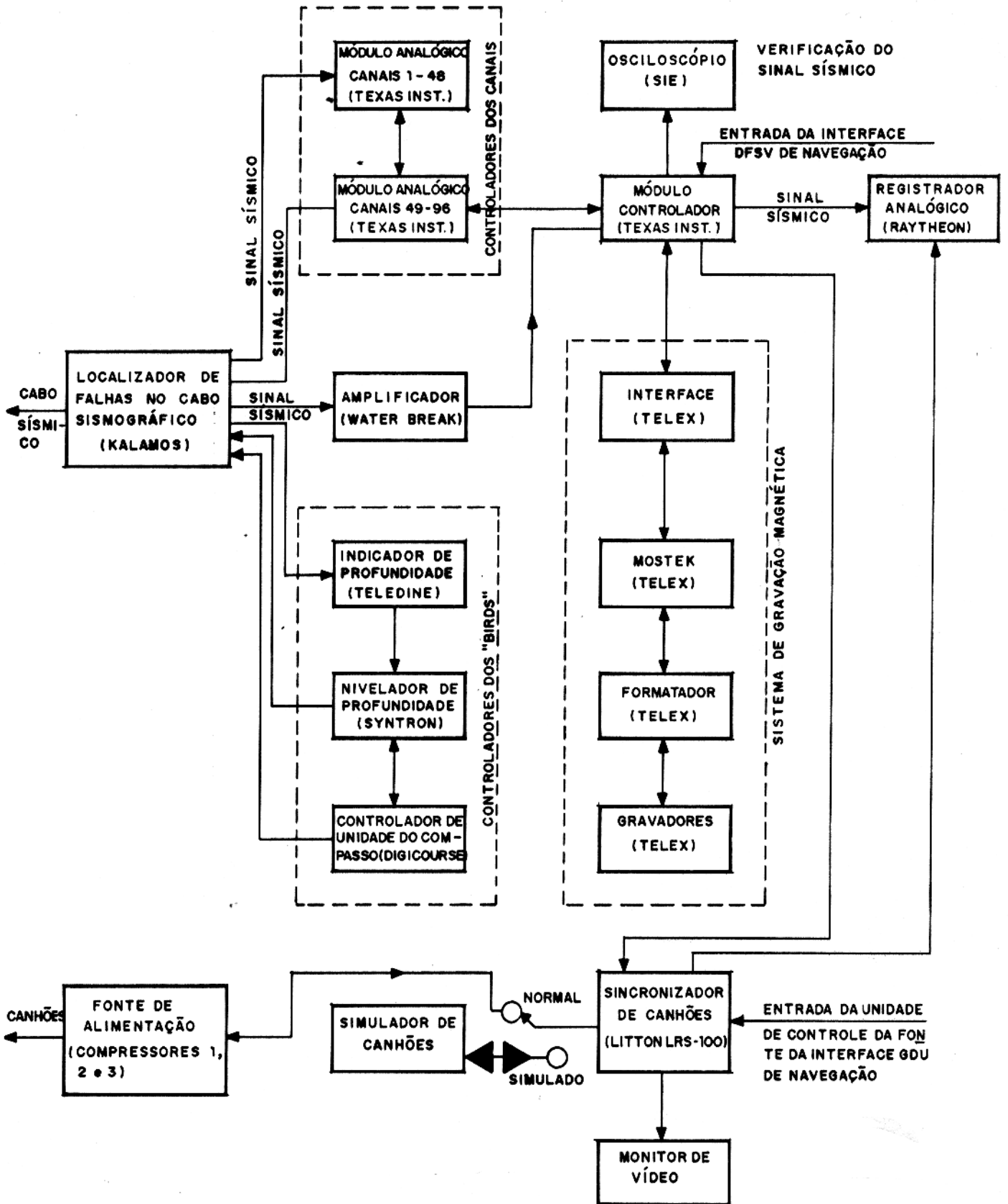


Figura 2.4 - Sistema integrado de sísmica de reflexão multicanal instalado no NOc. Almirante Câmara.

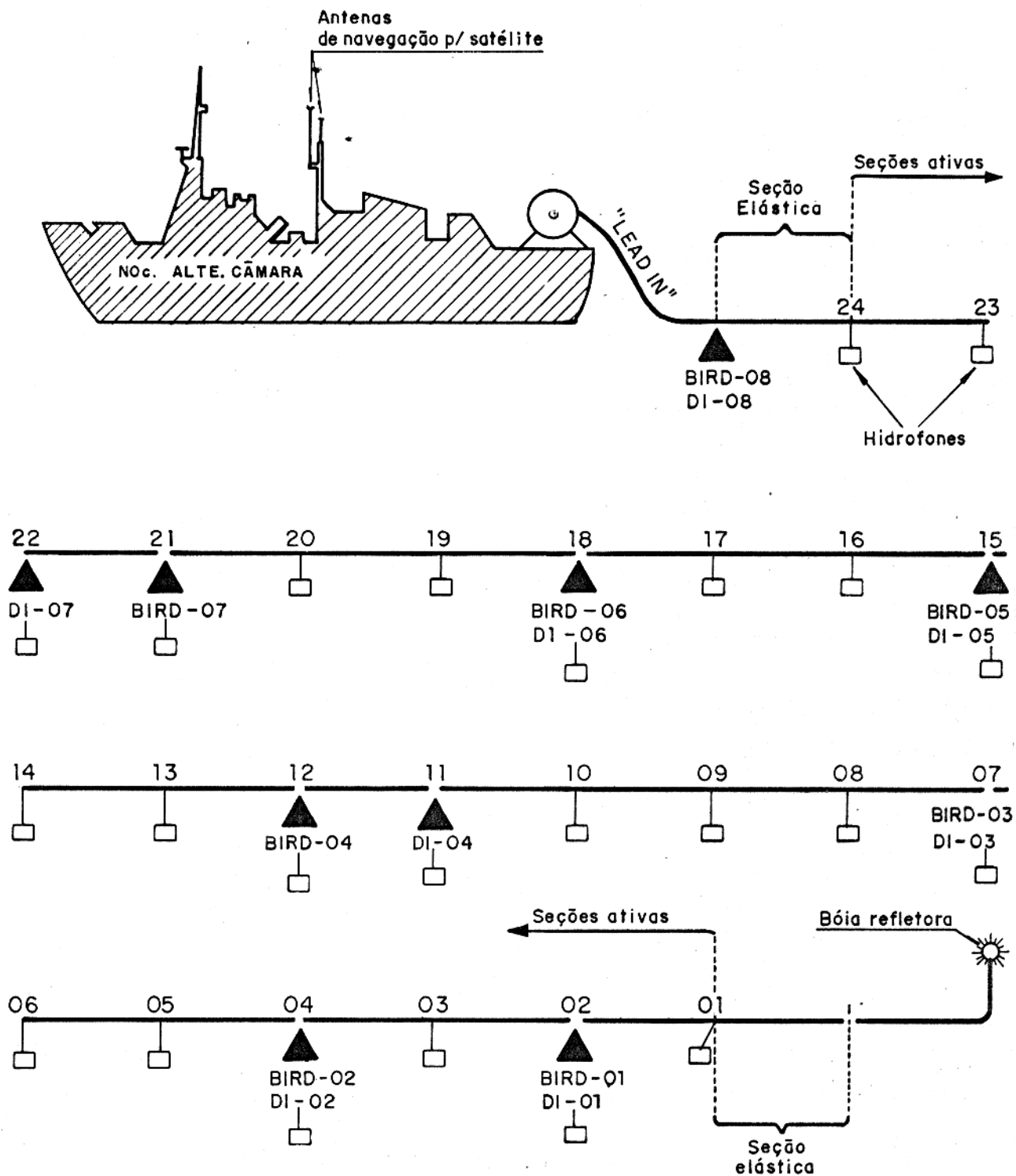


Figura 2.5 - Esquema do cabo sísmico instalado a bordo do NOc. Almirante Câmara. BIRD representa o nivelador de profundidade do cabo e DI o indicador de profundidade do cabo (PETROBRÁS LEPLAC I, 1991).

Sensibilidade:	3,8 $\mu\text{V}/\mu\text{bar}$.
Número de grupos por seção ativa:	4.
Número de hidrofones por grupo:	20.
Intervalo entre estações ou grupos de hidrofones:	25 m.
Número de indicadores de profundidade do cabo (DI):	8.
Número de niveladores de profundidade do cabo (BIRD):	8.

(d) fonte de energia sísmica da LITTON RESOURCES, composta de 8 canhões de ar-comprimido da WESTERN 4" ("air gun"), com volume total de 540 polegadas cúbicas e pressão operacional de 4.500 psi e três compressores para fornecimento do ar-comprimido. A Figura 2.6 e a Figura 2.7 mostram a disposição e o arranjo dos canhões, respectivamente, durante o LEPLAC III, cujas características principais são:

Profundidade:	9 m.
Número de subarranjos:	4.
Comprimento do arranjo:	1,86 m.
Largura do arranjo:	19,80 m.
Afastamento do centro do arranjo em relação à popa do navio:	33,16 m

2.2.4 Batimetria

O NOc. Almirante Câmara dispõe de um ecobatímetro EDO-4048, capaz de registrar profundidades de até 2.000 m, tornando-o inadequado para o uso integrado ao sistema WISDOM de navegação. Por esta razão, a batimetria foi obtida a partir das seções sísmicas de reflexão multicanal, através da primeira chegada, interpretada como a refletida do fundo do mar.

2.2.5 Gravimetria

A aquisição dos dados gravimétricos foi efetuada por um gravímetro La coste & Romberg, tipo Air-Sea, modelo S-100, adaptado sobre uma plataforma estabilizada para permitir o uso a bordo de navios (Figura 2.1 e Figura 2.3). As características principais são (PETROBRÁS.DEPEX, 1991):

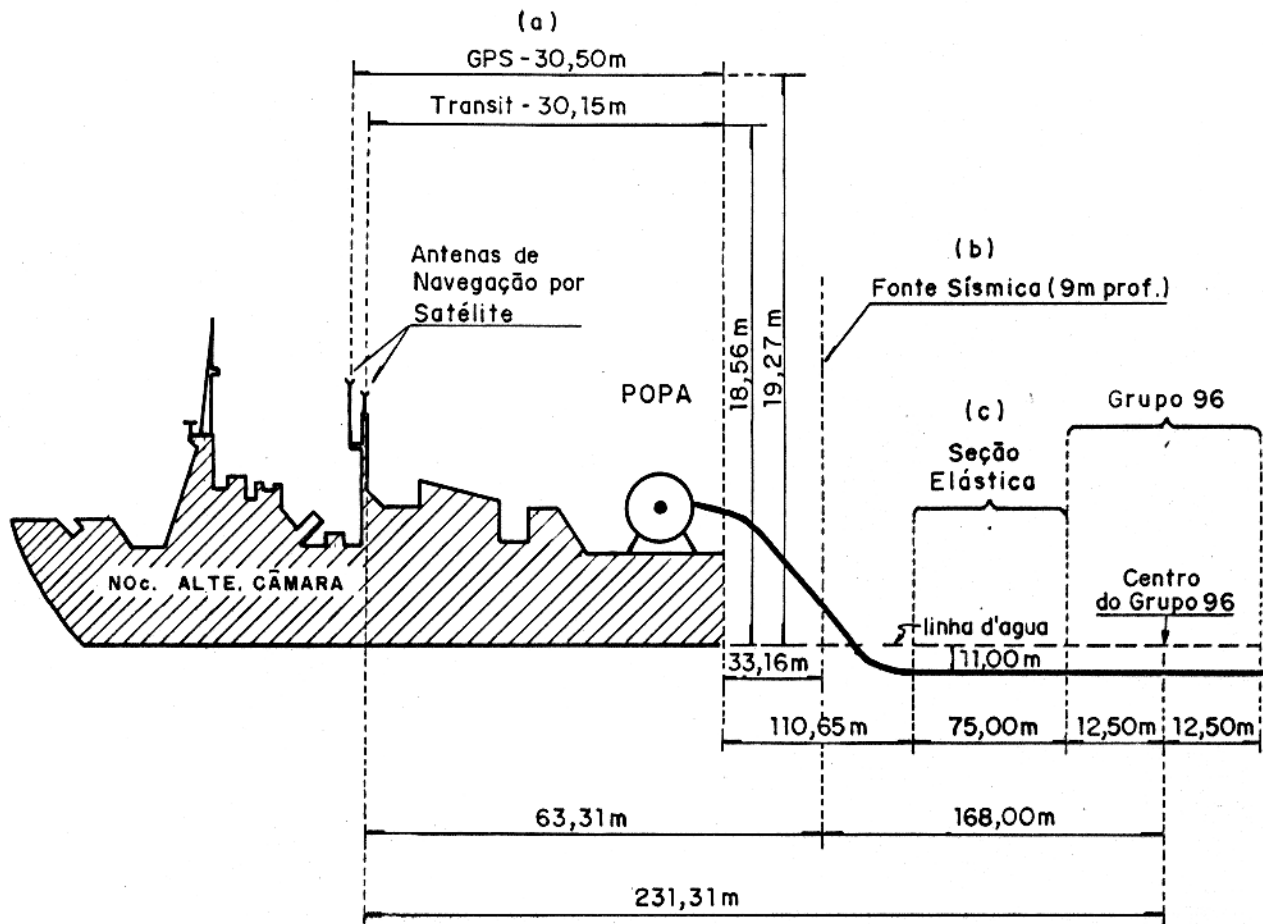


Figura 2.6 - Disposição dos instrumentos de posicionamento (a), das fontes sísmicas (canhões de ar) (b) e do cabo sísmográfico (c) instalados a bordo do NOc. Almirante Câmara durante o LEPLAC III (PETROBRÁS LEPLAC I, 1991).

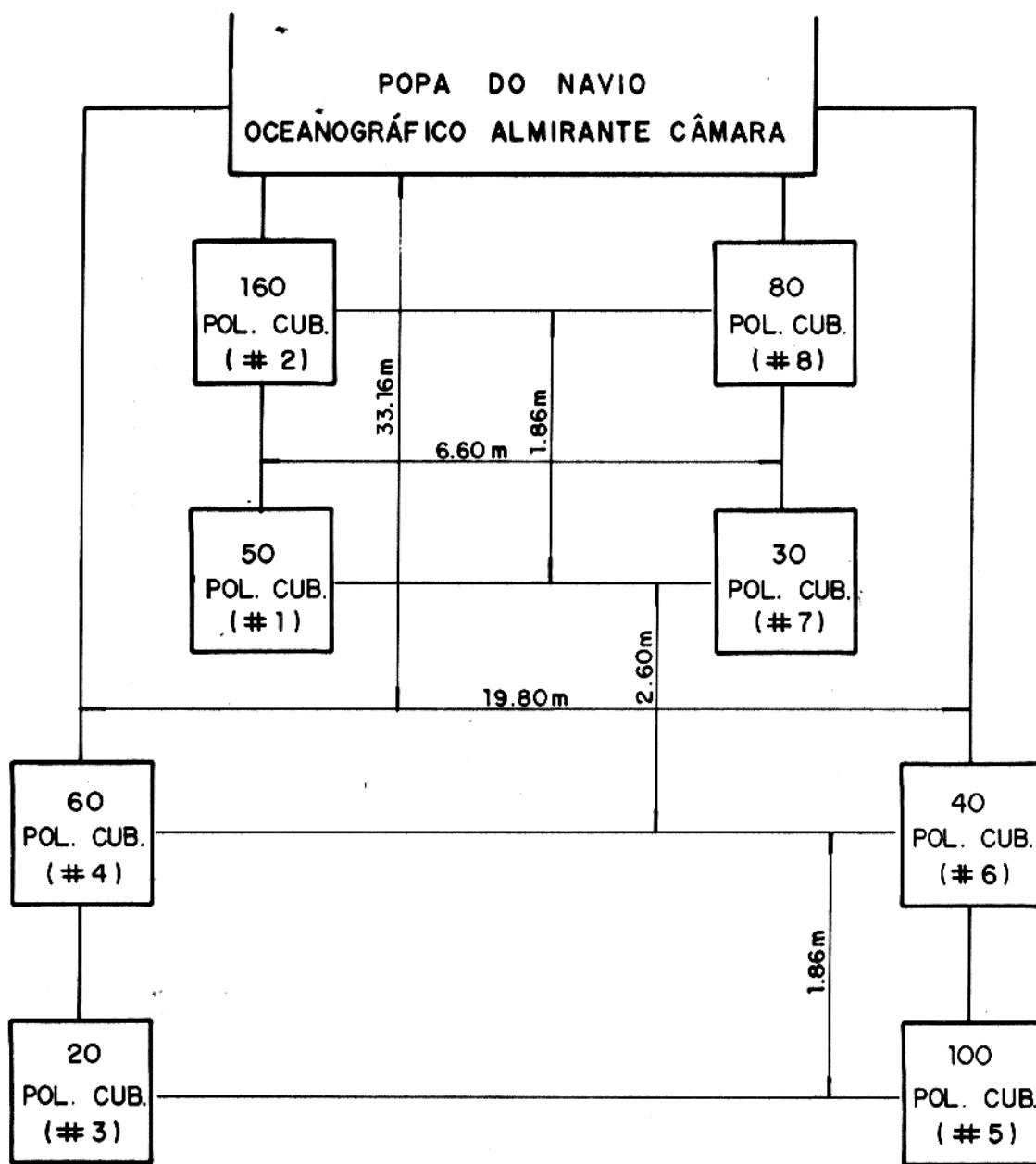


Figura 2.7 - Arranjo das 8 fontes sísmicas (canhões de ar) instalados a bordo do NOc. Almirante Câmara durante o LEPLAC III (PETROBRÁS LEPLAC I, 1991).

Constante do gravímetro: uma unidade do contador ou 0,9906 mGal.
 Intervalo da amostragem: 3 min.
 Estação–Base gravimétrica de referência: ..Porto de Fortaleza, um cabeço em frente ao Armazén nº 4.
 Aceleração gravitacional absoluta associada:978.077,25 mGal.

2.2.6 Magnetometria

A aquisição dos dados magnéticos foi efetuada por um magnetômetro de precessão nuclear GEOMETRICS, modelo G–801, cujo sensor foi rebocado afastado cerca de 200 m da popa do navio, a fim de evitar ou reduzir as interferências magnéticas geradas pelo próprio navio (Figura 2.1 e Figura 2.3). As características principais são (PETROBRÁS.DEPEX, 1991):

Sensibilidade:0,25 nTesla.
 Intervalo da amostragem: 3 min.

2.3 PROCESSAMENTO DOS DADOS

2.3.1 Navegação

O processamento dos dados de navegação tem início com a plotagem dos dados brutos em escala conveniente a fim de identificar os seguintes aspectos (PETROBRÁS LEPLAC I, 1991): (i) as coordenadas dos pontos de amostragem obtidas essencialmente por rastreamento de satélites do sistema TRANSIT, denominados pontos de controle; (ii) os trechos de navegação estimada, constituídos de pontos intermediários a dois pontos de controle; e (iii) os trechos de navegação pelo GPS.

O próximo passo é corrigir os trechos de navegação estimada devido às características inerentes ao uso do sistema TRANSIT, como por exemplo, o intervalo de até seis horas para a recepção de sinais satélite e a necessidade periódica de aferição do sonar doppler. Isto é feito recalculando–se os dados de navegação e se ajustando o trecho de navegação estimada recalculado aos respectivos pontos de controle. Dessa forma, obtém–se uma outra trajetória, que é comparada com a verdadeira.

O processamento ainda pode envolver, caso necessário, a aplicação de técnicas de edição, cujo objetivo é remover ruídos e problemas ocasionais na navegação durante a aquisição dos

dados, como por exemplo, erros na numeração ou na ordem de sequência dos pontos de tiro (PT).

2.3.2 Sísmica de Reflexão Multicanal

O processamento dos dados sísmicos de reflexão multicanal tem início após o regresso do navio da área de levantamento. O procedimento geral segue normalmente a sequência ordenada de etapas do processamento sísmico. A rotina resumida adotada para o LEP-LAC, segundo o PETROBRÁS LEPLAC I (1991), está apresentada na Figura 2.8. Segue a descrição sucinta:

- (a) verificar se a formatação dos dados de campo está de acordo com o programado;
- (b) esta etapa pode ser dividida em duas fases: (i) Demultiplexação, que consiste em organizar sequencialmente as informações segundo o princípio do ponto comum de reflexão em profundidade (CDP) e (ii) somar cada dois traços adjacentes, a fim de atenuar alguns ruídos;
- (c) esta etapa pode ser dividida em três fases: (i) Remover os efeitos introduzidos pelos filtros dos instrumentos de registro DFS-V, denominada deconvolução dos fantasmas e do instrumento (DEFANINST); (ii) correção de divergência esférica e (iii) compressão do pulso sísmico para melhorar a resolução vertical, através da deconvolução ao impulso. Esta técnica consiste basicamente na aplicação de um filtro ótimo, cujo operador utilizado possui comprimento de 120 ms e distância de predição de 4 ms;
- (d) análise de velocidades, a fim de determinar aquelas mais adequadas para a correção de sobretempo normal (NMO). Esta análise é feita normalmente a cada 10 km. Concomitantemente, é aplicado um silenciamento externo ("Mute"), cujo objetivo é eliminar os eventos sísmicos espúrios que precedem a reflexão no fundo do mar;
- (e) empilhamento, que consiste em se somar as reflexões sísmicas provenientes do mesmo ponto em subsuperfície, contidos em 24 traços com afastamentos distintos. Cada traço da seção sísmica é o resultado dessa soma e equivale a uma cobertura nominal máxima de 2.400%. O resultado dessa etapa é a seção sísmica normal;
- (f) atenuar as reflexões múltiplas, com a aplicação de um operador de deconvolução com comprimento de 200 ms e distância de predição entre 32 e 40 ms. Essa etapa é opcional para águas profundas;
- (g) corrigir o posicionamento dos eventos em subsuperfície, através da aplicação de um

algoritmo de migração por diferenças finitas, cujo objetivo é preservar os eventos com mergulhos inferiores a 45°;

(h) aprimorar a qualidade da apresentação final dos dados sísmicos, com a aplicação de programas especiais de filtragem, ganho e decimação ou soma de traços sísmicos. A regra geral para a filtragem é aplicar um filtro passa-banda, na faixa de 5 a 60 Hz, e um filtro radial preditivo, cujo propósito é atenuar os ruídos aleatórios. A finalidade do ganho ou amplificação é a equalização dinâmica do traço sísmico, enquanto que a da decimação é a produção de seções sísmicas em escala horizontal adequadas para a interpretação sísmica e para a visualização regional dos refletores sísmicos;

(i) obter a seção sísmica final. Essa etapa prevê a obtenção de dois tipos de seções sísmicas: (i) uma seção com escala horizontal de 1:100.000 e escala vertical 10 cm/s, utilizada para o estudo de detalhes; e (ii) uma seção com escala horizontal de 1:500.000 e escala vertical de 2 cm/s, adequada para estudos regionais. Nas seções com escala menor é utilizado um filtro passa-banda de 5 a 30 Hz, com a seleção de um traço a cada cinco, cujo objetivo é preservar a continuidade dos refletores sísmicos e evidenciar o comportamento regional dos mesmos.

2.3.3 Batimetria

A obtenção dos dados batimétricos a partir de seções sísmicas de reflexão multicanal visa principalmente a elaboração de perfis e mapas batimétricos, cujo objetivo é se determinar a topografia submarina. Assim, é possível se identificar preliminarmente feições topográficas tais como a quebra da plataforma e o pé do talude continental.

Aos dados batimétricos não se aplicou qualquer tipo de correção com relação a densidade, temperatura e salinidade da água do mar, que podem afetar a velocidade de propagação do som na água. Essa velocidade foi considerada constante e igual a 1.500 m/s. Por essa razão, os dados batimétricos foram considerados brutos.

Foi efetuado na área correspondente a bacia de Campos, especificamente nos prospectos 3D de Marlin e Corvina, um estudo comparativo entre as profundidades provenientes do método convencional, isto é, medição direta de tempo duplo de reflexão no fundo do mar, e aquelas provenientes de seções sísmicas de reflexão multicanal (Tabela 2.2).

2.3.4 Gravimetria

O processamento dos dados gravimétricos visa corrigir a leitura efetuada a bordo do navio (l_{est}) dos efeitos provenientes do seu deslocamento em relação à superfície terrestre e do seu

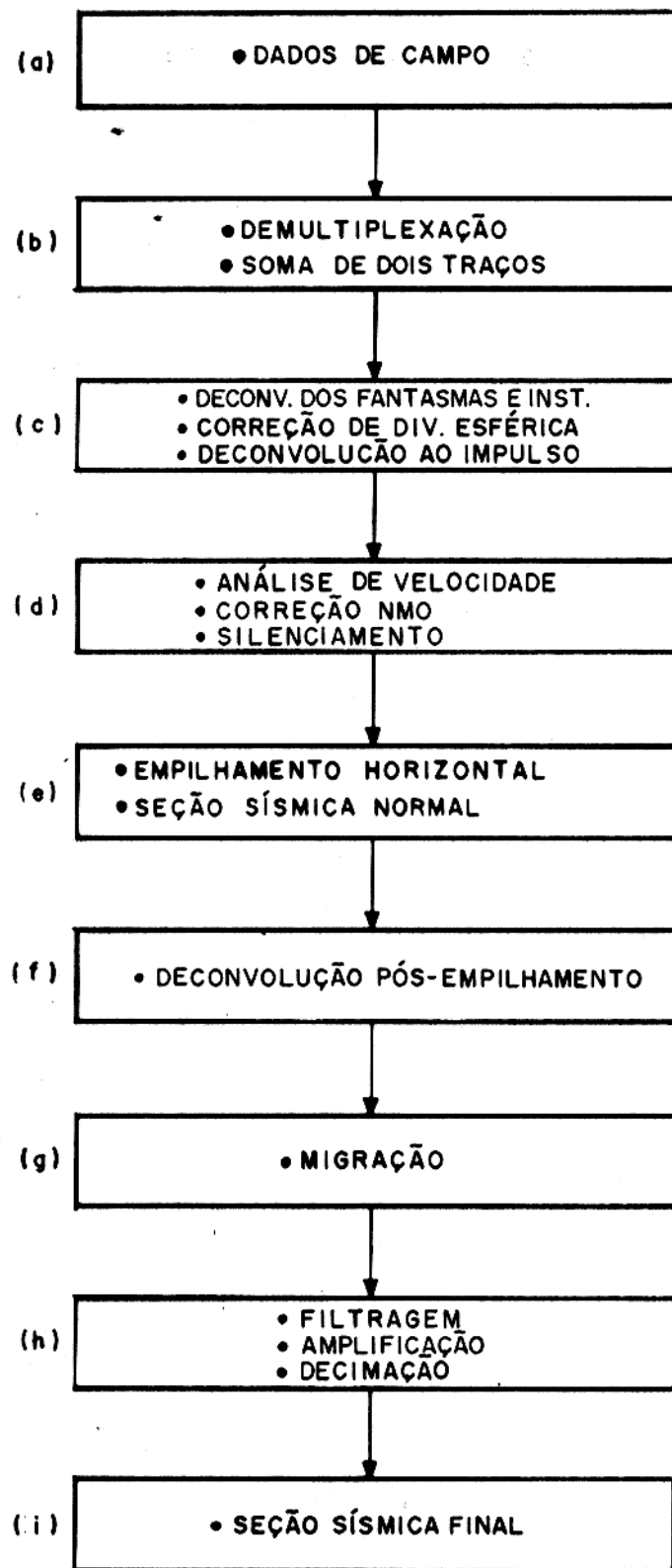


Figura 2.8 - Sequência sintetizada do processamento dos dados de sismica de reflexão multicanal adotado no LEPLAC (PETROBRÁS LEPLAC I, 1991).

Tabela 2.2 - Resultado da comparação entre o cálculo batimétrico a partir de seções sísmicas 3D e o método convencional. Os dados utilizados no cálculo pertencem à bacia de Campos (MB.DHN.NOc. 1988).

Área (poço)	Profundidade Média (m)	Erro Absoluto (m)	Desvio Padrão (m/%)
Corvina	248	até 7	3,5/2,3
Marlin	614	até 10	5,3/1

movimento sobre as águas, como o Eötvos e as acelerações horizontal e vertical. Também, como dos efeitos provenientes do acoplamento do gravímetro em uma plataforma estabilizada, para adaptá-lo ao uso no mar, denominado de “cross-coupling”. O objetivo das correções é se obter a anomalia gravimétrica ar-livre, com a qual são feitas as interpretações qualitativas e quantitativas.

A l_{est} no ponto de amostragem corresponde a atração gravitacional quantificada no medidor de bordo em números de divisões de escala do gravímetro, o que lhe atribui o caráter relativo. Esta medida não representa o valor da aceleração gravitacional observada no ponto de amostragem (g_{obs}), que é obtida da seguinte forma:

(a) inicialmente se estabelece uma estação-base gravimétrica de referência nas proximidades da área de trabalho;

(b) obtém-se as leituras gravimétricas na estação-base (l_{porto}), que deve ser efetuada sempre antes e depois de cada período ininterrupto de trabalho (pernadas). O objetivo é se corrigir as l_{est} de possíveis alterações no sistema mecânico do sensor gravimétrico de bordo (deriva ou fadiga mecânica do gravímetro), bem como estabelecer um datum de referência para as l_{est} . A l_{porto} é também uma medida relativa. O seu valor está associado a uma aceleração gravitacional absoluta (g_{porto}), calculada para o Porto de Fortaleza em 978.077,25 mGal (PETROBRÁS.DEPEX, 1991).

(c) posteriormente, deve-se anular o erro do registrador. Isto pode ser feito multiplicando-se cada l_{est} pela constante do gravímetro (C_g): Somando-se algebricamente este resultado com a g_{porto} obtém-se g_{obs} . Isto é,

$$g_{obs} = [(l_{est} - l_{porto})C_g + g_{porto}] \text{ mGal.} \quad (2.1)$$

Porém, neste valor de g_{obs} ainda estão embutidas acelerações provenientes de efeitos relacionados com o deslocamento do navio (vertical e horizontal) e com o seu posicionamento

sobre a superfície elítica da Terra, ambos associados com o movimento de rotação terrestre em torno do seu eixo.

Normalmente são descritas a existência de três acelerações associadas ao efeito do deslocamento do navio sobre a superfície da Terra: (i) o efeito Eötvös, devido ao deslocamento do gravímetro em presença da aceleração centrípeta da Terra, originada pelo seu movimento de rotação; (ii) as acelerações horizontal e vertical produzidas no movimento tridimensional do navio se deslocando e (iii) as acelerações “cross-coupling” experimentada pelo braço do gravímetro, o qual está preso rigidamente na plataforma estabilizada.

A correção de Eötvös (C_{eot}) é calculada pela expressão

$$C_{eot} = [7,5v \cos \phi \sin \alpha + 0,004v^2] \text{ mGal}, \quad (2.2)$$

onde v é a velocidade do navio em nós; ϕ é a latitude do ponto de amostragem e α é o rumo do navio. No PETROBRÁS LEPLAC I (1991) os valores utilizados na equação 2.2 são 7,487 e 0,00415.

Na equação 2.2 é possível se observar que erros inerentes à medição de velocidade e do rumo do navio propiciarão erros na correção de Eötvös. Por exemplo, um navio no rumo 045° e velocidade de 5 nós, dados aproximados do LEPLAC III, caso possua erros nesses parâmetros na ordem de 1° e 0,1 nós, respectivamente, poderá causar um erro na correção de Eötvös de até 1 mGal. Considerando-se que no levantamento geofísico marinho o sensor se encontra na linha d'água e, portanto, distante da fonte de anomalia gravimétrica, esses erros podem inutilizar todo o levantamento, caso não sejam tomadas precauções quanto a aferição dos equipamentos e o monitoramento dos parâmetros aludidos.

As acelerações horizontais são produzidas pelo movimento sinuoso do navio, causado pela ação de ondas e correntes oceânicas, alterando contantemente o seu rumo e a sua velocidade. Essas acelerações são medidas por acelerômetros fixados na plataforma estabilizada e compensadas na própria suspensão.

As acelerações verticais não podem ser separadas ou distinguidas da g_{obs} . Entretanto, os seus efeitos podem ser eliminados através do cálculo periódico da média de g_{obs} ou pela integração do sinal em um intervalo de tempo, o qual deve ser maior do que o período de oscilação do navio. Essas acelerações são compensadas no braço do sensor gravimétrico.

A resultante das acelerações horizontais e verticais são calculadas por um computador em tempo real, permitindo que a leitura efetuada esteja livre desses efeitos.

As acelerações “cross-coupling” se originam na interação das acelerações verticais e horizontais devido ao movimento do navio, sendo mais atuantes quando o gravímetro não

está preso rigidamente na plataforma estabilizada. Essas acelerações atuam no braço do gravímetro, causando uma deflexão do elemento sensor da direção ao longo da qual as acelerações são maiores. O seu efeito produz erros na gravidade medida.

A correção de latitude é devida ao efeito combinado entre a curvatura da Terra, achatada nos polos e bodejante no equador, e o movimento de rotação terrestre em torno de seu eixo.

No PETROBRÁS LEPLAC I (1991) foi utilizada a fórmula 2.3, baseada no “International Geodetic Reference System 1967 (IGRS 67)”, que adota o valor de ϵ igual a $1/298.247$, dada por

$$g_o = 978.031,846(1 + 0,005278895 \sin^2 \phi + 0,000023462 \sin^4 \phi) \text{ mGal.} \quad (2.3)$$

O valor da aceleração gravitacional em um ponto qualquer de amostragem no mar sempre desvia da leitura efetuada a bordo e corrigida do efeito de Eötvos. A diferença entre esses valores é o que se padronizou chamar de anomalia ar-livre (g_{Faye}), expressa por

$$g_{Faye} = [g_{obs} - g_o \pm C_{eot}] \text{ mGal.} \quad (2.4)$$

2.3.5 Magnetometria

A leitura magnética efetuada a bordo corresponde a intensidade de campo magnético total, cujo efeito é composto pela contribuição de três termos: (i) o campo magnético normal, cujo valor é possível ser calculado através da fórmula da “International Geomagnetic Reference Field (IGRF)”; (ii) variações temporais do campo magnético terrestre provenientes da dinâmica solar, cujos valores devem ser medidos na estação-base para posterior correção dos valores lidos a bordo e (iii) campos magnéticos anômalos resultantes dos contrastes de magnetização das diversas unidades geológicas.

O processamento dos dados magnéticos requer inicialmente um ajuste no posicionamento dos pontos de amostragem em relação à navegação, devido ao afastamento do sensor magnético de cerca de 200 m da popa do navio. A técnica adotada é correlacionar as coordenadas de cada ponto de amostragem às coordenadas do 4º ponto de tiro da sísmica anterior a leitura da medida, uma vez que o intervalo entre os pontos de tiro é de cerca de 50 m (PETROBRÁS LEPLAC I, 1991).

Os efeitos provenientes da variação diurna do campo magnético terrestre, bem como aqueles provenientes de tempestades magnéticas, não foram medidos durante o LEPLAC III, devido não ter sido garantida a estação-base magnética de referência. Portanto, o campo magnético anômalo foi apenas corrigido do campo magnético normal (IGRF 85).

Tabela 2.3 - Primeiro registro contendo informações de cabeçalho.

Byte	Formato	Descrição	LEPLAC III
1 a 8	A8	equipe	ES-500
9 a 20	3A4	nome do projeto	LEPLAC III
21 a 44	6A4	área trabalhada	margem continental norte
45 a 46	A2	mês inicial	11
47 a 48	A2	ano inicial	88
49 a 50	A2	mês final	12
51 a 52	A2	ano final	88
53 a 76	6A4	tipo/marca do gravímetro	Lacoste & Romberg
77 a 84	2A4	número do gravímetro	S-100
85 a 96	3A4	constante do gravímetro	0,9906
97 a 108	3A4	sist. de ref. gravimétrica	IGSN-71
109 a 132	4A4	fórmula para corr. latitude	IGRS-67

2.4 APRESENTAÇÃO DOS DADOS

Os dados batimétricos, gravimétricos e magnéticos foram gravados em uma fita magnética, organizados no formato LEPLAC (PETROBRÁS.DEPEX, 1991). Os quatro primeiros registros (Tabela 2.3, Tabela 2.4, Tabela 2.5 e Tabela 2.6) referem-se a informações típicas de cabeçalho, enquanto os dados propriamente ditos iniciam-se a partir do quinto registro (Tabela 2.7). O número -9999. representam o dado em branco.

Os dados de sísmica de reflexão foram recebidos através de duas cópias das seções na escala horizontal de 1:500.000 e vertical 2 cm igual a 1 s, com um exagero vertical de 13,34 vezes, assumindo uma velocidade para a lâmina d'água de 1.500 m/s.

Tabela 2.4 - Segundo registro contendo informações de cabeçalho.

Byte	Formato	Descrição	LEPLAC III
1 a 24	6A4	base inicial	Porto de Fortaleza
25 a 36	3A4	grav. da base	978.077,25 mGal
37 a 44	2A4	leit. do grav.	8.429,00
45 a 50	3A2	dens. da água	1,027 g/cm ³
51 a 56	3A2	dens. do fundo	2,20 g/cm ³
57 a 60	I4	número de perfis grav.	13
61 a 68	F8.1	quilômetros de perfis grav.	2.721,0
69 a 72	I4	número de perfis magn.	13
73 a 80	F8.1	quilômetros de perfis magn.	2.731,0
81 a 120	10A4	outras formas de registro batimét.	batimetria digitalizada de seção sísmica

Tabela 2.5 - Terceiro registro contendo informações de cabeçalho.

Byte	Formato	Descrição	LEPLAC III
1 a 20	5A4	tipo/marca do magnetômetro	Geometrics
21 a 28	2A4	número do magnetômetro	G-801
29 a 34	3A2	posição do sensor	200 m
35 a 58	6A4	local do magnet. de base	
59 a 83	6A4	tipo/marca do magnet. de base	
84 a 91	2A4	número do magnet. de base	
92 a 103	3A4	IGRF usado na correção	IGRF-85
104 a 132	5A4	sistema de navegação	

Tabela 2.6 - Quarto registro contendo informações de cabeçalho.

Byte	Formato	Descrição	LEPLAC III
1 a 40	10A4	filtros de batimetria	não filtrada
41 a 80	10A4	filtros de magnetometria	passa baixa Naudy com corte em 3,0 km
81 a 120	10A4	filtros de gravimetria	passa baixa Naudy com corte em 4,5 km

Tabela 2.7 - Quinto ao enésimo registros contendo informações de campo.

Byte	Formato	Descrição
1 a 8	2A4	número do perfil
9 a 14	I6	número do PT (ponto)
15 a 16	I2	ano
17 a 19	I3	dia juliano
20 a 27	F8.1	tempo do dia em seg.
28 a 36	F9.5	latitude
37 a 45	F9.5	longitude
46 a 51	F6.3	batimetria em seg.(tempo duplo)
52 a 58	F7.1	batimetria em metros
59 a 66	F8.1	campo magnético total
67 a 75	F9.1	valor magn. corrigido p/IGRF
76 a 84	F9.1	valor magn. anômalo filtrado
85 a 91	F7.1	leitura do gravímetro
92 a 99	F8.1	gravidade observada
100 a 105	F6.1	correção de Eötvös
106 a 113	F8.1	correção de latitude
114 a 120	F7.1	gravidade free air
121 a 127	F7.1	gravidade free air filtrada
128	I1	qualidade da navegação
129	I1	qualidade da batimetria
130	I1	qualidade da magnetometria
131	I1	qualidade da gravimetria

CAPÍTULO 3

FISIOGRAFIA E GEOLOGIA DA ÁREA

A fronteira fisiográfica entre o continente e o oceano pode ser de fácil determinação, bastando para isto a identificação da linha de costa, definida por EMERY & UCHUPI (1984) como o limite entre a costa¹ e a praia². Entretanto, no contexto geológico esta fronteira não coincide com a fisiográfica e nem é também de fácil identificação.

As características estruturais que se observam no continente não se interrompem na linha de costa. Ao contrário, prolongam-se sob o oceano concorrendo para aumentar a dificuldade na determinação da fronteira geológica. Segundo HEEZEN & MENARD (1966), essa zona de transição entre os domínios continental e oceânico está situada na margem continental.

O estudo das fronteiras tanto fisiográfica quanto geológica é relevante porque é possível associar o relevo do litoral com algumas feições estruturais existentes na margem continental adjacente, ou vice-versa, propiciando subsídios para uma melhor interpretação dos processos de formação e de classificação dos domínios fisiográficos aludidos. Dentre essas feições a de maior importância tanto fisiográfica quanto geológica é o talude continental.

Segundo os critérios preconizados pela CNUDM, a determinação do pé do talude continental é de fundamental importância quando considerada a demarcação dos limites exteriores entre as áreas sob jurisdição de um Estado costeiro e aquelas sob jurisdição internacional. A CNDUM no seu artigo 76, parágrafo 4º, preconiza que a delimitação do bordo exterior da margem continental pode ser efetuada pela medição da distância de 60 milhas náuticas (mn) a partir do pé do talude (Figura 3.1). Ainda no mesmo artigo, a CNUDM delimita a plataforma continental pelo bordo exterior da margem continental (Figura 3.1).

Desta maneira, fica evidenciada a necessidade de um estudo mais aprofundado da margem continental do Ceará, com os seguintes propósitos: (i) definir as camadas constituintes e as feições estruturais predominantes, especialmente aquelas relacionadas ao talude continental; (ii) delimitar a zona de transição entre as crostas continental e oceânica e (iii) caracterizar o

¹Região de largura indefinida contada a partir da praia e situada em terra.

²Cinturão que varia de largura em função do movimento cíclico da linha de praia ao sofrer o efeito da maré e movimentos sazonais.

pé do talude continental em função da fisiografia submarina.

3.1 FISIOGRAFIA

3.1.1 Introdução

Segundo MARTINS & SOARES (1981), a costa do Ceará se constitui de uma planície litorânea baixa em que predominam cordões dunários móveis, que ocorrem quase contínuos e paralelos a costa, em uma faixa de 2,5 km de largura. As altitudes máximas desses cordões não ultrapassam 50 m.

A margem continental do Ceará situa-se na borda oeste do oceano Atlântico Equatorial, podendo ser caracterizada pelas seguintes feições (Figura 3.2): (i) uma largura que varia de 230 a 320 mn, que a classifica como estreita em comparação com as outras margens do oceano Atlântico Sul Brasileiro, cujas larguras estão compreendidas entre 320 e 750 mn e (ii) se estende de sudoeste para nordeste desde a costa até a fratura São Paulo, nas imediações do paralelo de 2° N, abrangendo uma faixa de extensão de aproximadamente 324 mn (MARTINS et al., 1972).

Na margem continental do Ceará podem ser definidas três grandes províncias fisiográficas que são a plataforma, o talude e o sopé continental (BOTT, 1982; HEEZEN et al., 1959) (Figura 3.2). A análise do mapa batimétrico (Figura 3.3) e dos perfis batimétricos (Figura 3.4) permitiu se observar vários detalhes fisiográficos (Tabela 3.1) em cada uma dessas províncias.

3.1.2 Plataforma Continental

SHEPARD (1973) definiu a plataforma continental como uma plataforma submarina rasa ou terraço que circunda a maioria dos continentes. O seu limite exterior apresenta uma forma de quebra em declive a qual designou de quebra ou borda externa da plataforma. Segundo FAIRBRIDGE (1966), esta quebra ou borda externa ocorre em uma profundidade média de 130 m. SHEPARD (op. cit.) restringiu em cerca de 550 m a profundidade máxima para o uso do termo.

PALMA (1984) caracteriza a plataforma continental do Ceará como uma superfície relativamente plana, cujas feições do seu relevo foram moldadas pelo rearranjo de componentes móveis da cobertura sedimentar inconsolidada, em busca do equilíbrio na interface

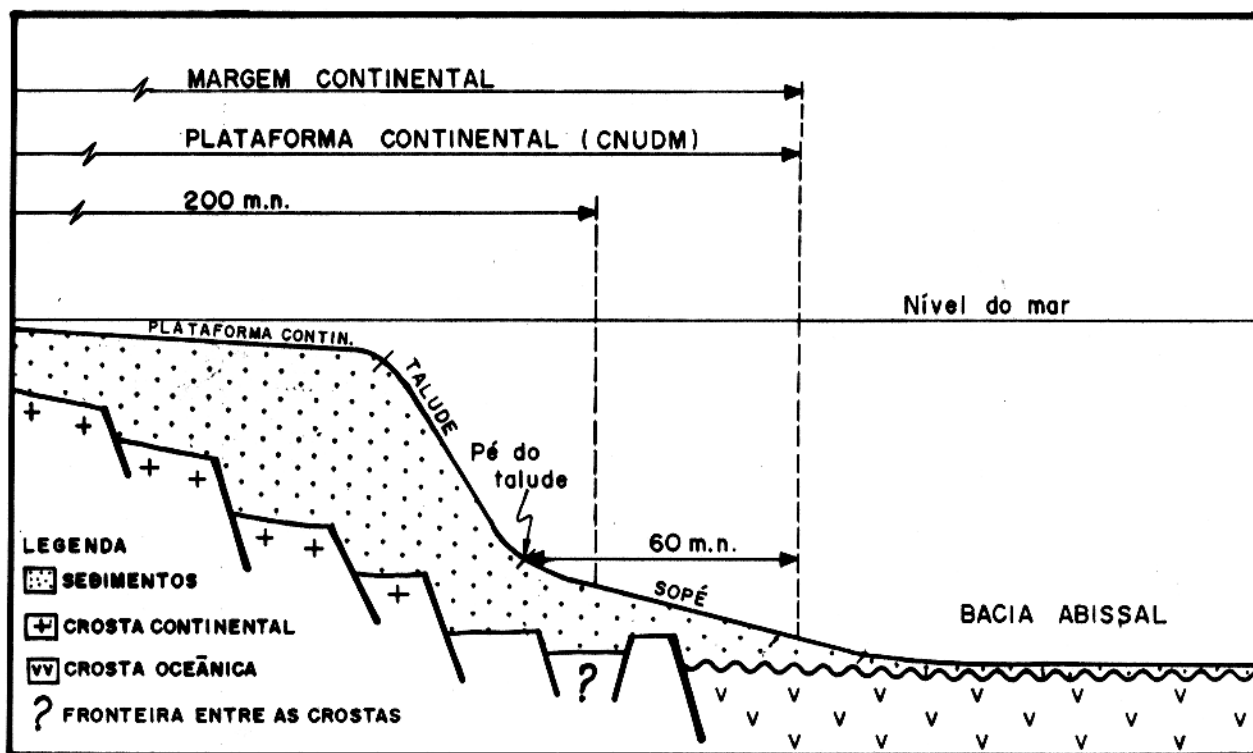


Figura 3.1 - Esquema da margem continental mostrando a plataforma, o talude e o sopé continental no contexto fisiográfico (PALMA, 1984) e a delimitação da plataforma continental a partir do pé do talude, segundo a CNUDM (PETROBRÁS LEPLAC I, 1991).

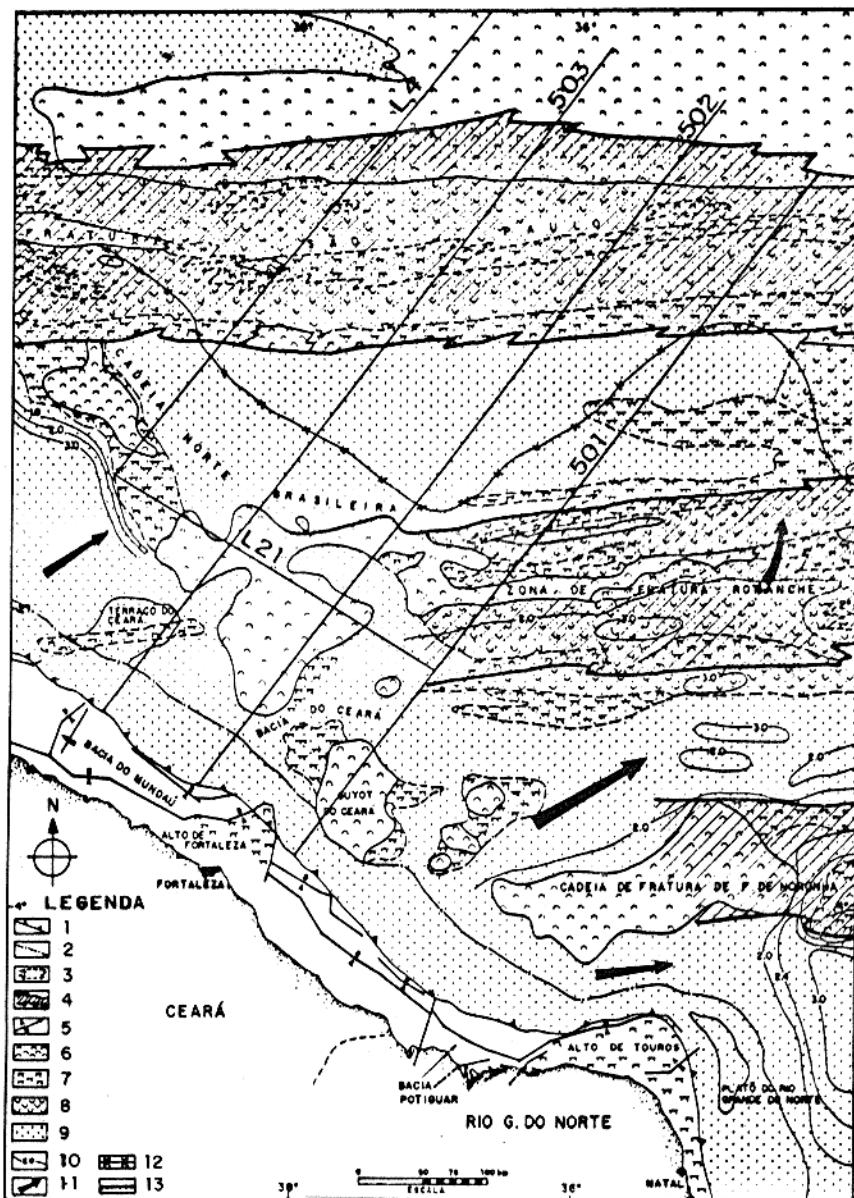


Figura 3.2 - Mapa Morfo-Estrutural da margem continental do Ceará, com a localização dos perfis geofísicos. Legenda: (1) quebra da Plataforma; (2) pé do Talude; (3) limite de feição estrutural, tracejado onde soterrado; (4) zona de fratura; (5) falha normal encoberta (A- alto, B- baixo); (6) alto do embasamento acústico exposto ou capeado por sedimentos calcários de mar raso e/ou pelágicos; (7) alto do embasamento acústico soterrado ou capeado por sedimentos depositados por correntes de fundo; (8) depressão estrutural; (9) sedimentos plano-paralelos depositados predominantemente gradiente abaixo; (10) isópaca, em km, dos principais depocentros; (11) sentido da dispersão sedimentar Cenozóica; (12) limite exterior do sopé continental; e (13) perfis geofísicos (BRASIL.DNPM, 1984).

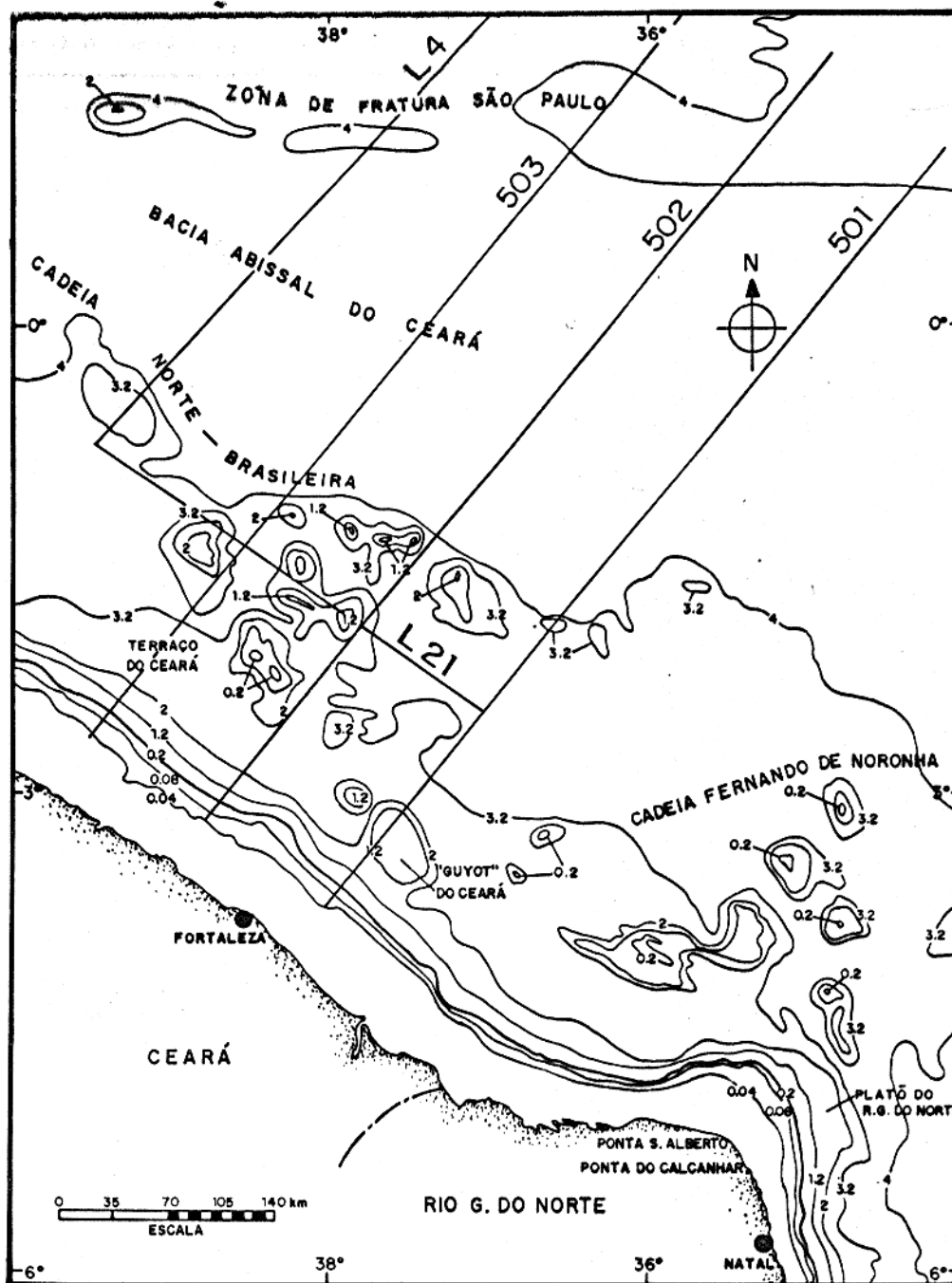


Figura 3.3 - Mapa batimétrico da margem continental do Ceará (PROJETO REMAC, 1979), com a localização dos cinco perfis geofísicos. As isóbatas estão em km.

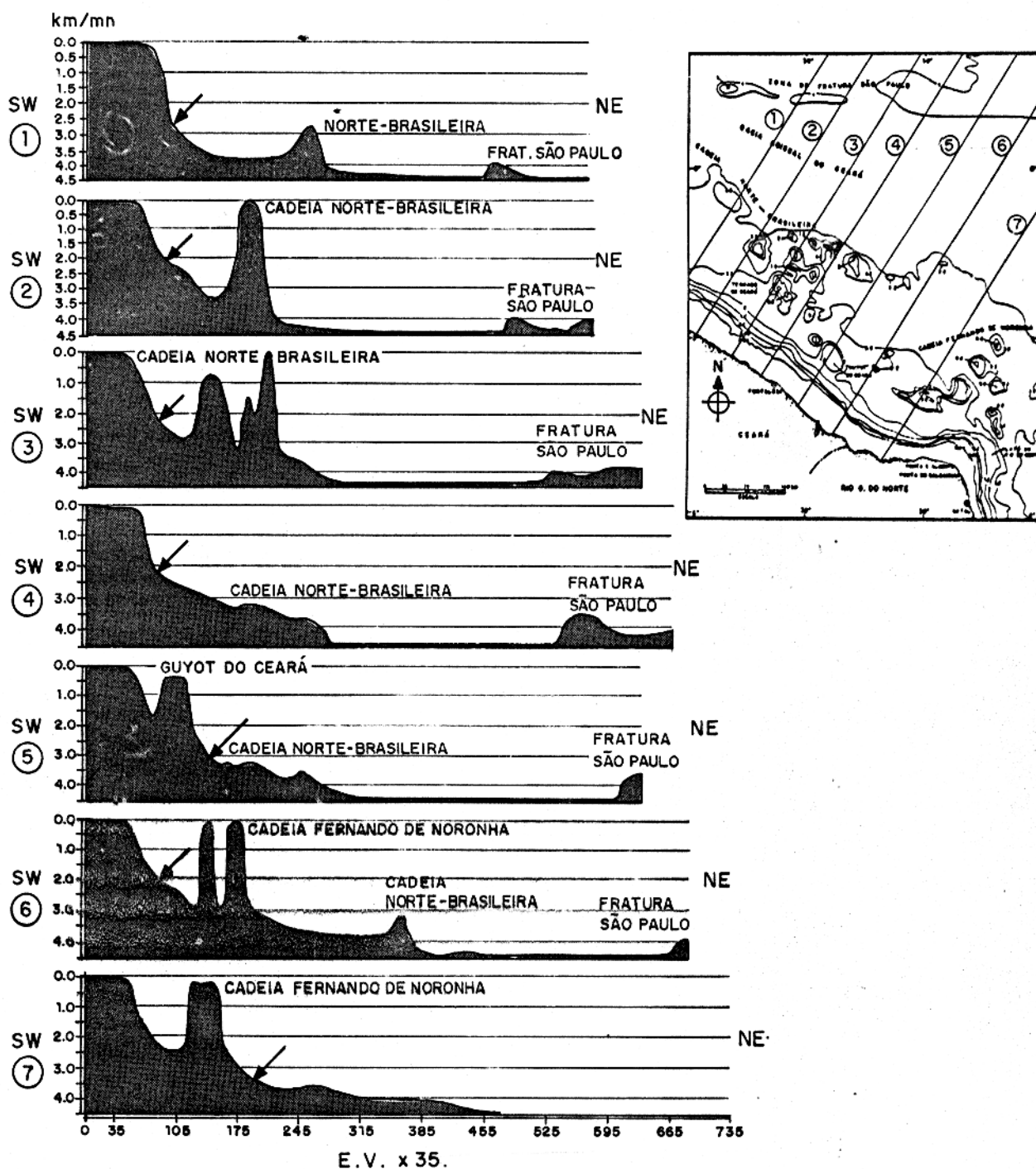


Figura 3.4 - Perfis batimétricos na margem continental do Ceará (PROJETO REMAC, 1979). As setas indicam a posição provável do pé do talude continental. É possível se observar que as características para o pé do talude associadas ao perfil 503 (Figura 3.2), escolhido para a interpretação quantitativa, são: (i) distância da costa de aproximadamente 100 km e (ii) profundidade em torno de 2.200 m. O exagero vertical é x 35. Em cima e a direita, está o mapa de localização dos perfis batimétricos.

Tabela 3.1 - Características fisiográficas da margem continental do Ceará.

Províncias Fisiográficas	Superf. (10 ³ km ²)	Largura (mn)	Borda Ext. Prof.(m)	Inclin. (m/km)	Feições Associadas
Plataforma Continental	29	9-43	40-80	1:1-1:4	ba. do Ceará (Mundaú) alto de Fortaleza bacia Potiguar alto de Touros
Talude Continental	31	13-47	2.230-3.250	1:30-1:90	terraço do Ceará guyot do Ceará platô do R.G.do Norte bacia do Ceará
Sopé Continental	100	110-245	4.200-4.450	1:4-1:10	cadeia Norte-Bras. zona de frat. São Paulo zona de frat. Romanche c.de fr.de F.de Noronha

água-sedimentos de fundo. Neste contexto, predominam os fundos arenosos e inconsolidados aonde se observam formações onduladas e irregulares de dunas e recifes. A quebra da plataforma situa-se em uma profundidade que varia entre 75 e 80 m.

A superfície da plataforma continental corresponde a cerca de 6% da área total ou 29.000 km² (Tabela 3.1). Dentre as suas principais características fisiográficas pode-se destacar:

(a) o extremo oeste apresenta uma largura em torno de 42 mn, com a borda exterior ou quebra da plataforma, que marca o início do talude, atingindo uma profundidade média de 80 m. Estes valores delineiam uma inclinação de 1m/1km;

(b) desenvolve-se segundo a direção noroeste-sudeste, tendendo a se adelgaçar. Na divisa do Ceará com o Rio Grande do Norte atinge a largura aproximada de 19 mn (Figura 3.3), onde a quebra da plataforma ocorre a uma profundidade em torno de 40 m, definindo uma inclinação de 1m/2km;

(c) em seguida, a sua direção se altera para oeste-leste, começando a mostrar uma recuperação esporádica na largura. Ao largo da ponta do Calcanhar (Figura 3.3), a plataforma continental se alarga para 30 mn e a sua quebra se desenvolve a uma profundidade maior, em torno de 73 m. A inclinação é de 1m/3km;

(d) posteriormente, a plataforma assume francamente a direção aproximada norte-sul, tornando a se estreitar de forma mais rápida, até atingir a largura de 6 mn na parte extremo leste, onde a profundidade da quebra é de 40 m, originando uma inclinação bastante acentuada, 1m/4km.

3.1.3 Talude Continental

FAIRBRIDGE (1966) considera que o talude delimita a borda estrutural do continente, estando situado sobre a zona de transição entre a espessa crosta continental e a delgada crosta oceânica. Considera ainda que a sua inclinação média é de 1m/75km ou 4°, sendo o seu limite inferior arbitrariamente estabelecido em um ponto onde o gradiente se suaviza para 1m/40km. Sua largura varia geralmente entre 20 e 100 km, e sua profundidade varia entre 100 e 200 m, para a quebra superior, e 1.400 a 3.200 m para a inferior.

PALMA (1984) considera o talude continental como uma encosta geralmente estreita que se inclina na borda da plataforma até profundidades que variam regionalmente, condicionadas por diferenças no regime de sedimentação e por feições estruturais específicas, tal como o guyot do Ceará. Nesses trechos os declives do talude continental se apresentam em níveis menos inclinados ou até subhorizontais, estando o pé do talude a uma profundidade em torno de 2.000 a 3.200 m.

A superfície do talude continental corresponde a cerca de 7.5% da área total ou 31.000 km² (Tabela 3.1). Dentre as suas principais características fisiográficas pode-se destacar:

- (a) delinea-se segundo a mesma direção da plataforma;
- (b) o extremo oeste apresenta uma largura em torno de 20 mn, com a borda exterior, aqui considerada como o pé do talude, atingindo uma profundidade média de 3.250 m. Estes valores delineiam uma inclinação aproximada de 1m/88km ou 5°;
- (c) no través do guyot do Ceará ocorre um expressivo alargamento para 40 mn, associado com a presença dessa feição. A profundidade do pé do talude neste trecho é em torno de 2.230 m, originando uma inclinação aproximada de 1m/30km ou 1.7°;
- (d) nas proximidades da ponta de São Alberto o talude volta a assumir uma largura de 13 mn;
- (e) no extremo leste da área está a cerca de 43 mn da costa, com o pé do talude a 4.000 m de profundidade. A inclinação nesse trecho é de 1m/50km ou 3°;
- (f) uma série de feições, tais como vales e canhões submarinos, provavelmente de origem

tectônica. É possível também observar a existência de platôs ou terraços marginais, tais como o terraço do Ceará, o guyot do Ceará e o platô do Rio Grande do Norte (Figura 3.2) (MARTINS & SOARES, 1981). Todas essas feições afetam o perfil do talude, dificultando a definição do pé do talude.

3.1.4 Pé do Talude Continental

FAIRBRIDGE (1966) considera a possibilidade da base do talude terminar no sopé continental, ou no leque de sedimentos carregados do continente. É oportuno observar que este autor sugere que esta base se apresente como uma faixa ou cinturão, sendo a sua borda exterior definida de forma precisa como uma linha ou ponto, da maneira como preconiza a CNUDM.

HEDBERG (1970) reconhece a imprecisão da base do talude colocada por FAIRBRIDGE (1966) e recomenda o seu uso apenas para determinar a posição de uma faixa com pelo menos 100 km de largura, dentro da qual um Estado costeiro poderia precisamente definir suas linhas limites por uma série de poucos segmentos de curta extensão. É interessante ressaltar que o autor (op. cit.) permite-nos intuir que seja qual for o método utilizado para o traçado dessas linhas ou segmentos, os seus pontos deverão estar situados dentro daquela faixa de imprecisão, que seria a base do talude. Com esse raciocínio, é possível interpretar cada um desses pontos como o pé do talude.

PALMA³ considera que por ser o talude continental uma feição proeminente em qualquer região do globo, a determinação da sua base ou pé é relativamente simples, em especial nas margens continentais do tipo Atlântico. Entretanto, o autor (op. cit.) reconhece que em alguns contextos geomorfológicos específicos a localização da base do talude não é clara, como por exemplo, em áreas de platôs marginais, tais como o platô de São Paulo ou, no presente caso, o guyot do Ceará (Figura 3.2). Neste caso, o mesmo autor propõe que se deva considerar como base ou pé do talude o segmento mais profundo em que ele se divide, ou seja, a base da escarpa do platô marginal.

Segundo KERR & KEEN (1990), a Comissão Oceanográfica Internacional (COI) e a Organização Hidrográfica Internacional (OHI) criaram um grupo de trabalho "ad hoc" de cientistas com a finalidade de opinar sobre as implicações de se construir mapas de grandes escalas para a Terceira Conferência das Nações Unidas para o Direito do Mar. Esse grupo encontrou várias dificuldades para o traçado das linhas do pé do talude em um mapa mundial. Em razão disso, esse grupo sugeriu que a base do talude fosse determinada a partir de perfis

³anotações de aula sobre a delimitação da plataforma continental em situações geomorfológicas específicas

e que os mapas batimétricos somente forneceriam uma posição aproximada do pé do talude. Esses mesmos autores acreditam que possivelmente isto se deve ao fato de que estes mapas foram interpretados a partir de dados esparsos. SATO & OSHIMA (1988) sugerem que em casos onde for estabelecido um grande intervalo entre as linhas de sondagem seja utilizado o sistema de varredura multifeixe, a fim de possibilitar uma cobertura mais efetiva da área.

Uma interpretação que pode ser feita com relação ao uso indiscriminado dos termos base e pé do talude, amplamente utilizados até aqui, as vezes até como sinônimos (PALMA, 1984), é que possivelmente o pé do talude fosse mais adequado para designar o limite exterior da faixa que corresponde a base do talude. Esta base estaria associada com a faixa de imprecisão para a localização do pé do talude, facilmente reconhecida na Figura 3.4, onde também é possível se observar as características fisiográficas principais desta feição no perfil 503 (Figura 3.2).

O pé do talude continental ocorre a uma distância média de 47 mn a partir da linha de costa, variando muito pouco (mais ou menos 5 mn) em torno desse valor (Figura 3.2). A excessão ocorre próximo a ponta do Calcanhar onde o talude se estreita rapidamente. Entretanto, logo depois desse ponto ele volta a atingir aquela distância padrão. Na Figura 3.2 é possível observar também que essa feição acompanha de forma quase paralela a quebra da plataforma, exceto nas proximidades do terraço e guyot do Ceará, quando procura contorná-los.

A profundidade do pé do talude varia em torno de 3.200 m ao largo do terraço do Ceará, 4.000 m no platô do Rio Grande do Norte e a 2.230 m próximo ao guyot do Ceará (Figura 3.3). É possível também observar um relativo paralelismo entre essa feição e a isóbata de 2.000 m. A excessão ocorre nas imediações do terraço do Ceará (Figura 3.3).

3.1.5 Sopé Continental

PALMA (1984) considera o sopé continental como a província mais extensa da margem continental brasileira, sendo constituída pela superfície de uma cunha de sedimentos que se inclina desde a base do talude continental até o início da planície abissal, cujas profundidades variam de 2.000 a 3.250 m, junto a base do talude, até cerca de 4.200 a 4.800 m, no limite sopé-fundo da bacia oceânica.

As características morfológicas do sopé continental do Ceará o distinguem em duas porções; uma superior, de morfologia constituída por colinas baixas e arredondadas, e uma inferior, de relevo plano composto por planícies lisas ou levemente onduladas. Esta morfologia evidencia um processo de sedimentação constituído de deslizamentos e desmoronamentos na parte superior do sopé, enquanto na parte inferior, normalmente mais profunda, ocorre a

presença de correntes de turbidez e processos erosivos—deposicionais gerados por correntes de fundo.

HEEZEN & MENARD (1966) consideram que a modelagem do sopé continental é influenciada por correntes profundas (de contorno ou geostrófica), que fluem paralelas aos contornos batimétricos. Isto evidencia a possibilidade destas correntes profundas influenciarem igualmente a modelagem do pé do talude, uma vez que ele acompanha relativamente o perfil batimétrico (Figura 3.2).

A superfície do sopé continental corresponde a cerca de 47% da área total ou 100.000 km². Dentre as características observadas na margem continental do Ceará, é possível se destacar:

- (a) a sua direção acompanha relativamente a plataforma e o talude continental;
- (b) o extremo oeste apresenta uma largura de cerca de 190 mn. Nas proximidades do través de Fortaleza ocorre um estreitamento para 110 mn, devido provavelmente a barragem imposta pela cadeia Norte—Brasileira (Figura 3.4) ao transporte de sedimentos em direção a bacia oceânica ;
- (c) próximo da divisa do Ceará com o Rio Grande do Norte o sopé volta a se alargar para 245 mn, talvez em função do transporte de sedimentos provenientes da margem continental;
- (d) a borda exterior ao longo de toda a área ocorre a uma profundidade relativamente constante em torno de 4.400 m, garantindo aos trechos descritos nos itens anteriores as inclinações de 1m/5km, 1m/10km e 1m/4km, respectivamente.
- (e) a presença de importantes feições tectônicas, tais como as cadeias Norte—Brasileira e de fratura de Fernando de Noronha e as zonas de fratura Romanche e São Paulo, que exercem uma influência preponderante na morfo—sedimentação da região;

3.1.6 Bacia Abissal

HEEZEN et al. (1959) consideram que as regiões mais profundas da bacia oceânica, que constituem a bacia abissal, são constituídas de planícies abissais e províncias de colinas abissais. Segundo DAMUTH & PALMA (1979), GORINI & CARVALHO (1984), a bacia abissal do Ceará é compartimentada por altos do embasamento oceânico onde se destaca a zona de fratura de São Paulo, dividindo a planície abissal do Ceará na porção norte, de profundidades que variam de 4.600 a 4.700 m, e na porção sul, de profundidades que variam de 4.130 a 4.550 m.

A bacia abissal do Ceará se desenvolve basicamente a partir da profundidade de 4.400 m

(Figura 3.2 e Figura 3.3). Esta província constitui-se ao sul na planície abissal do Ceará, sendo interrompida ao norte pela zona de fratura de São Paulo, com direção leste-oeste e largura em torno de 37 mn. Na porção noroeste chega a alcançar desníveis da ordem de 2.000 m.

3.2 GEOLOGIA

3.2.1 Introdução

A margem continental do Ceará desenvolve-se (Figura 3.2) basicamente na bacia sedimentar submersa do Ceará. A bacia do Ceará se localiza na plataforma continental da margem equatorial brasileira e possui as seguintes características estruturais: (i) extensão na direção noroeste-sudeste; (ii) está encravada entre o alto de Tutóia e o alto de Fortaleza, que a separa das bacias de Barrerinhas e Potiguar, respectivamente (Figura 3.2); (iii) o seu limite norte é estabelecido pela falha transformante do Ceará, associada com a zona de fratura Romanche, e pelo guyot do Ceará, situado na direção da cadeia de Fernando de Noronha e (iv) a área de afloramento do embasamento cristalino delimita a sua fronteira ao sul (Figura 3.2). Em função de apresentar características tectônicas distintas e feições estruturais proeminentes, a bacia do Ceará foi subdividida em quatro sub-bacias que são, de leste para oeste, Mundaú, Icarai, Acaraú e Piauí-Camocim (COSTA et al., 1990).

SZATMARI & PORTO (1982) classificam as bacias sedimentares do norte brasileiro como do tipo V ("pull apart"). Segundo RAJA GABAGLIA & FIGUEIREDO (1990), essas bacias correspondem à fase final das bacias do tipo III (rifte) e evoluindo para o tipo "pull apart".

MEISSNER (1986) considera que a bacia do Ceará teve origem durante um estágio avançado dentro do processo de rifteamento do oceano Atlântico Equatorial, iniciado no Triássico, 245–208 Milhões de anos (Ma). Em razão disto, a margem continental do Ceará é classificada como do tipo rifteada. MIURA & BARBOSA (1972) consideram que este processo de rifteamento teve o seu grande desenvolvimento a partir do Aptiano (119–113 Ma), ocorrendo a separação final dos continentes no Coniaciano–Santoniano (88.5–84 Ma).

O termo passiva é também amplamente utilizado para classificar a margem do tipo Atlântico. CAMPOS et al. (1974), PALMA (1984) consideram que a configuração tectônica desse tipo de margem foi estabelecida ainda no Cretáceo Inferior (140–110 Ma), após um período de estabilidade tectônica que vigorou desde o Paleozóico Inferior (570–440 Ma).

ASMUS & PORTO (1972) justificam o uso do termo passiva fundamentados na ausência de atividades vulcânicas, orogênicas e sismológicas. Entretanto, EL-ROBRINI (informação

verbal, 1992) sugere a adoção da expressão “relativamente estável” ao invés do termo passiva, que pode traduzir uma noção de inércia ou inexistência de atividade, baseado no fato de que a subsidência se caracteriza no fenômeno geodinâmico predominante na evolução e formação das bacias marginais do tipo Atlântico, e cita evidências de uma reativação sísmológica na região, apresentada por FERREIRA et al. (1987), TAKEYA et al. (1989).

3.2.2 Arcabouço Estrutural

A correlação lateral de feições de naturezas distintas tais como a fisiografia, a natureza e a dispersão dos sedimentos superficiais, a espessura dos sedimentos e feições rasas ou menos cobertas por sedimentos, são de fundamental importância para o entendimento do arcabouço estrutural da margem continental do Ceará.

As estruturas da margem continental e da bacia oceânica profunda (Figura 3.2) podem ser identificadas no “fabric” tectônico do meio do oceano Atlântico Equatorial, onde ocorrem zonas de fraturas oceânicas que deslocam a porção axial da cordilheira Mesoatlântica por centenas ou mesmo por mais de mil km, e que caracteristicamente mostram continuidade por toda a largura do oceano Atlântico (GORINI, 1977).

O mapa estrutural da Figura 3.2 mostra as zonas de fratura Fernando de Noronha, Romanche e São Paulo. Essas estruturas se delineiam no meio do oceano por cadeias e vales alongados de direção preferencialmente leste-oeste e paralelos a segmentos da costa do Ceará (ASMUS, 1984). Essas cadeias e vales, associados com as zonas de fratura, desenvolvem-se na direção da margem continental onde vão constituir as cadeias marginais Norte-Brasileira e de Fernando de Noronha, o alto de Fortaleza e as depressões soterradas formando locais de maior preenchimento de sedimentos.

A cadeia Norte-Brasileira (Figura 3.2) constitui-se de montes submarinos, onde se destaca o terraço do Ceará, e guyots, que são montes submarinos de topo plano alinhados em dois segmentos leste-oeste relativamente paralelos um ao outro, bem como a linha de costa e a quebra da plataforma continental. Esta cadeia situa-se predominantemente na parte inferior da elevação continental e a uma distância que varia de 120 a 230 km do pé do talude (GORINI & CARVALHO, 1984).

A cadeia Fernando de Noronha (Figura 3.2) constitui-se igualmente de montanhas submarinas, da qual fazem parte o arquipélago de Fernando de Noronha e o atol das Rocas, e guyots. Essa cadeia no seu alongamento leste-oeste passa por altos do embasamento enterrados na elevação continental superior, pelo guyot do Ceará, que interrompe o talude continental, e pelo alto de Fortaleza que separa as bacias de Mundaú e de Potiguar na sua

porção ao largo.

A continuidade das feições topográficas associadas com a zona de fratura de Romanche e com a cadeia Norte–Brasileira foi demonstrada por GORINI (1977) baseado nas características dos refletores sísmicos confinados ao compartimento entre as cadeias Norte–Brasileira e Fernando de Noronha.

GUAZELLI et al. (1977) postularam uma origem oceânica para o embasamento do guyot do Ceará, baseados nas suas características de flancos escarpados, pequena extensão em área e por se encontrar isolado da plataforma continental. COSTA & KOWSMANN (1981) corroboram com este postulado, baseados em dados magnéticos e gravimétricos.

GORINI & CARVALHO (1984) consideram que as cadeias marginais Norte–Brasileira e de Fernando de Noronha possuem correspondência direta com as cadeias transversais das zonas de fratura equatoriais e compartimentam a margem continental, individualizando setores essencialmente de direção leste–oeste (Figura 3.2). Segundo os autores (op. cit.), a cadeia Norte–Brasileira corresponde no seu segmento leste–oeste meridional a continuação oeste da cadeia transversal norte da zona de fratura de Romanche, enquanto que o seu segmento leste–oeste setentrional corresponde ao prolongamento oeste da cadeia transversal sul da zona de fratura de São Paulo. Os autores concluem mostrando que a cadeia de Fernando de Noronha está ligada estruturalmente a zona de fratura de mesmo nome no meio do oceano.

3.2.3 Estratigrafia

Poços profundos de até 4.000 m (PETROBRÁS, 1980) perfurados na plataforma continental próximos a área permitiram mostrar uma parte das sequências estratigráficas desenvolvidas no sub–fundo marinho (Figura 3.5). São basicamente quatro sequências desde a formação Alagoas, caracterizada por folhelhos, passando pelas sequências II, transgressiva do Turoniano/Santoniano/Albiano, e III, regressiva do Eoceno, até a sequência IV, Tibau/Guamaré, no topo.

3.2.4 Processos de Deslizamentos

DAMUTH & PALMA (1979) reconhecem que em toda a extensão do talude na margem continental do Ceará ocorrem desmoronamentos, provavelmente restritos aos sedimentos mais recentes. Os mesmos autores ainda observam que esses desmoronamentos se apresentam de forma alongada na porção inferior do talude, em direção ao seu pé, sugerindo uma deposição

ao longo de planos de acamamento. MOORE et al (1970) referem-se a estes desmoronamentos como um possível movimento de massa de grandes dimensões que vão se sobrepor essencialmente no pé do talude (Figura 3.6).

GUAZELLI et al. (1977) coletaram lamas hemipelágicas recobrando as rochas sedimentares no talude inferior e no terraço do Ceará e, por esta razão, sustentam que esses sedimentos são provenientes de um processo de deposição através de correntes de turbidez. EL-ROBRINI et al. (1985), EL-ROBRINI (1991) discutem a ocorrência atuante de "slumps", "slides" e correntes de turbidez no talude, que vão alimentar com sedimentos o sopé continental, provocando o seu desenvolvimento na direção da bacia abissal. A atuação desses processos concorrem para dificultar ainda mais a determinação do pé do talude.

3.3 CARACTERÍSTICAS GEOFÍSICO-GEOLÓGICAS

Segundo HEDBERG (1970), a identificação da fronteira entre as crostas continental e oceânica deve ser sempre subsidiada pela interpretação dos efeitos geofísicos relacionados a cada um desses domínios. O autor (op. cit) observa que as rochas siálicas, predominantes na crosta continental, geralmente apresentam valores mais baixos de densidade, velocidade de propagação de ondas sísmicas e intensidade magnética, quando comparadas com as rochas máficas, que predominam na crosta oceânica. Essas propriedades, somadas a outras características físicas, tais como a elevação e a espessura das camadas constituintes, devem ser usadas com o propósito de se distinguir as áreas sob o domínio de cada um dos dois tipos de crostas. Segundo CASTRO (1990), o contato entre os dois tipos de crostas ocorre sob o talude, sendo que isto pode ser constatado a partir das anomalias gravimétricas observadas, notadamente com relação ao sinal e grandeza desse valor anômalo.

Observou-se que o pé do talude guarda uma estreita associação com a zona de transição entre as crostas continental e oceânica (FAIRBRIDGE, 1966; PALMA, 1984). Este fato evidencia que a determinação prévia desta zona possibilita a localização do pé do talude ou, pelo menos, de um ponto próximo a ele.

UCHUPI & EMERY (1967) sugerem o uso da metodologia de interpretação de perfis de sísmica de reflexão para a identificação do pé do talude. Segundo esses autores, isto é possível através do reconhecimento da interface entre os sedimentos mais recentes do sopé continental sobrepostos aos sedimentos mais antigos do talude. Esta proposta se ajusta tanto a sugestão do grupo de estudo composto pela COI e OHI (KERR & KEEN, 1990), quanto permite a observação das características físicas das camadas sedimentares proposta por HEDBERG (1970).

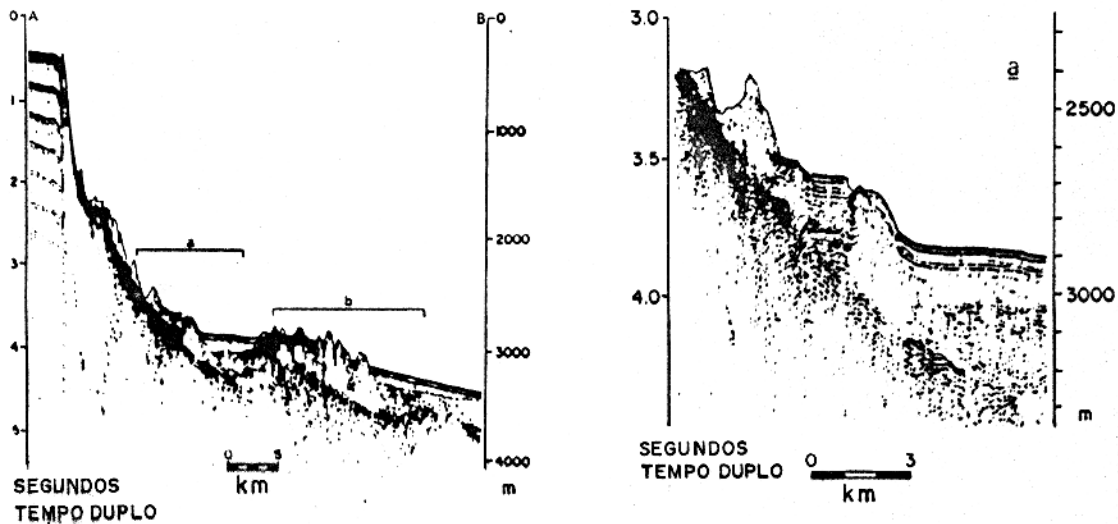
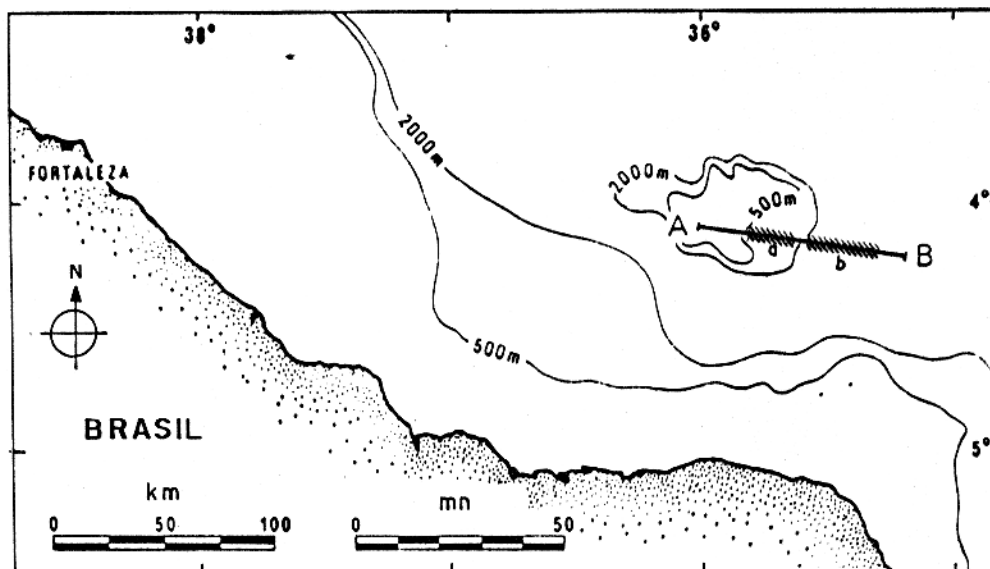


Figura 3.6 - Seções de sísmica de reflexão mostrando processos de deslizamentos depositados no pé do talude. Exagero vertical x 11. O mapa acima mostra a localização das seções (a) e (b) (MOORE et al., 1970).

Segundo DEHLINGER (1978), as margens relativamente estáveis estão comumente em equilíbrio isostático. Para esse autor, a transição entre os dois tipos de crosta é caracterizada pelos efeitos gravimétricos de borda, a qual produz uma anomalia alta próxima da borda da plataforma continental, enquanto ao longo da base do talude registra valores baixos. O mesmo autor mostra que as amplitudes máximas e mínimas são aproximadamente simétricas por um grande raio de efeito da profundidade da moho, desde o continente até a bacia abissal, embora as amplitudes diminuam em valor e a distância entre os picos aumente com o decréscimo da profundidade. Observações de campo descritas pelo autor mostraram que em termos absolutos a amplitude positiva é comumente menor do que a negativa, que ocorre preferencialmente na base do talude, cuja causa parece estar associada com a camada de sedimentos depositados no talude ou na plataforma continental.

CASTRO (1990) analisa a correlação entre as anomalias ar-livre e a batimetria observadas na margem continental norte brasileira, setor nordeste. O mesmo autor evidencia uma forte correlação entre as feições topográficas relevantes da área com seus respectivos dados gravimétricos, e conclui que as anomalias ar-livre tendem a refletir a fisiografia submarina. Segundo DEHLINGER & JONES (1965), os valores padrões médios para as anomalias ar-livre das margens continentais do tipo rifteada sobre o talude e sopé continental variam em torno de -25 a -50 mGal, considerando o valor de base no continente.

Segundo uma avaliação preliminar efetuada nos dados coletados no LEPLAC III pelos membros das equipes da PETROBRÁS e do NOc. Almirante Câmara, foi possível se destacar algumas das observações efetuadas até o momento, e que estão abaixo descritas.

(a) uma correlação entre a magnetometria e a sísmica no que concerne a variação de comportamento do campo magnético anômalo ao longo da subida da topografia do fundo oceânico. Nestas ocasiões, não foi observada uma correlação com o campo gravimétrico anômalo;

(b) uma boa definição do fundo do mar e do embasamento oceânico que aparecem nas seções sísmicas de bordo como refletores bem marcantes;

(c) dois níveis de deposição que são separados horizontalmente por um alto do embasamento. O primeiro nível é mais espesso, próximo a costa e em posição mais elevada;

(d) falhamentos com orientação E-W associados com as zonas de fraturas de São Paulo e Romanche, situados nas partes mais afastadas da costa, correspondendo ao final das linhas;

(e) a quebra da plataforma continental próxima a costa, devido ao caráter estreito desta província fisiográfica (75 a 80 km de largura);

3.4 RESUMO

A análise das características fisiográficas e geofísico-geológicas da margem continental do Ceará permitem defini-la como: (i) estreita, em função da sua largura média de 275 mn; (ii) magra, em virtude da sua escassa cobertura sedimentar, isto é, 2 a 4 km e (iii) do tipo Atlântica ou relativamente estável, cuja fisiografia está em constante modificação devido a reativação de algumas estruturas, conforme registros recentes de sismos tanto em áreas continentais quanto nas oceânicas.

O pé do talude foi analisado quanto as suas características fisiográficas e geofísico-geológico, dentre as quais pode-se destacar:

(a) ocorre a uma distância média da linha de costa em torno de 47 mn (87 km) e a uma profundidade que varia entre 2.230 e 3.200 m, sendo que para o perfil 503 (Figura 3.2) estes valores são de aproximadamente 100 km e 2.200 m, respectivamente;

(b) está provavelmente associado com as isóbatas, uma vez que tende a refletir a fisiografia submarina;

(c) ocorre próximo da zona de transição entre as crostas continental e oceânica e, portanto, pode ser associado com a zona de falhamentos características nessas regiões;

(d) está recoberto por depósitos sedimentares recentes, que são produtos de correntes de turbidez e de deslizamentos;

(e) seu estudo mais aprofundado deve ser fundamentado na aplicação dos métodos geofísicos. Com esse objetivo, serão efetuadas nos capítulos subsequentes as interpretações qualitativa e quantitativa das anomalias gravimétricas e a interpretação qualitativa das anomalias magnéticas observadas no perfil 503. A interpretação quantitativa das anomalias gravimétricas observadas prevê o uso de um modelo em subsuperfície, cujo modelo básico é baseado na interpretação sismoestratigráfica da seção 503 de sísmica de reflexão multicanal.

CAPÍTULO 4

METODOLOGIA DE INTERPRETAÇÃO

A interpretação quantitativa das anomalias gravimétricas visam determinar a localização, a forma e a densidade de corpos modelados em subsuperfície, a partir de dados observados relativos ao campo gravimétrico anômalo na forma ar-livre.

A metodologia normalmente utilizada para se resolver os parâmetros de um corpo constitui-se no emprego de um modelo direto e de técnicas de inversão. Esses parâmetros são definidos pela geometria, que é caracterizada pelas coordenadas dos vértices (x_i, z_i) e pelo contraste de densidades $(\Delta\rho)$.

O cálculo da anomalia teórica é efetuado a partir de um modelo inicial de subsuperfície, caracterizado pelos parâmetros dos corpos. Essa anomalia é comparada posteriormente à anomalia observada, sendo então os parâmetros do modelo inicial modificados, através de um procedimento manual ou automático, até que se obtenha um bom ajuste entre as curvas anômalas teórica e observada. Entretanto, a simples aplicação da técnica tentativa — e — erro não é conveniente em função do tempo requerido para o ajuste das curvas. Por esta razão, aplicam-se as técnicas de inversão automática.

DEHLINGER (1978) considera que a escolha adequada da técnica de inversão inicia-se pela caracterização do problema a ser estudado. Para corpos de formas simples, pode-se fixar a geometria do corpo e se resolver o contraste de densidades, o que requer normalmente a solução de um problema linear; ou se pode assumir o contraste de densidades e se resolver a geometria do corpo, o que implica na solução de um problema não-linear.

Para estruturas complexas, como a margem continental, objeto do presente estudo, é normalmente recomendado que, sendo disponíveis o controle dos pontos de amostragem e um processo iterativo de ajuste automático, sejam definidos vínculos geológicos e geofísicos para os parâmetros do corpo (geometria e contraste de densidades).

Em termos práticos, o modelamento automático de dados gravimétricos se apresenta como um problema de solução complexa, devido principalmente as seguintes razões (SNOW, 1978):

- (a) A natureza do problema é geralmente de caráter não-linear requerendo, por esta

razão, a aplicação de técnicas de otimização não-lineares para a obtenção de uma solução;

(b) O número de parâmetros a serem resolvidos é normalmente muito grande. No caso do presente estudo, tem-se, por exemplo, 9 polígonos com número de lados variando de 9 a 35, totalizando 352 coordenadas x e z e 9 contrastes de densidades;

(c) A não-unicidade dos dados de campo potencial pode levar a um número grande de soluções geofísicas, muitas das quais sem respaldo geológico. Obviamente que a disponibilidade de informações a priori e vínculos aplicados ao problema tendem a reduzir a ambiguidade de soluções;

(d) O modelo final de subsuperfície será sempre uma aproximação simplificada da estrutura verdadeira.

As técnicas de otimização utilizam uma função como objeto de minimização, denominada função-objeto [$\Phi(\bar{p})$], que no presente caso corresponde ao somatório do quadrado da diferença entre as anomalias observada (O_i) e calculada (C_i), sendo expressa por

$$\Phi(\bar{p}) = \sum_{i=1}^N [O_i - C_i(\bar{p})]^2, \quad (4.1)$$

sendo \bar{p} o vetor dos parâmetros do modelo; N o número de observações; O_i a anomalia observada na estação i e $C_i(\bar{p})$ a anomalia teórica (componente determinística) em função de \bar{p} na estação i.

As técnicas de otimização procuram determinar um mínimo (local ou global) para a função-objeto, considerando um modelo determinístico proposto para a subsuperfície, utilizando uma técnica pré-determinada para o ajuste iterativo dos parâmetros do modelo. AL-CHALABI (1971) mostra que o comportamento da função-objeto no domínio dos parâmetros é complexo, podendo conter muitos mínimos locais que representam soluções aceitáveis do ponto de vista do ajuste de curvas, porém sem respaldo geológico.

Em geral, o procedimento iterativo inicia-se com o cálculo do modelo direto e da correspondente função-objeto. A partir desse ponto os parâmetros são atualizados com base no estimador proposto. Seguindo um critério de comparação entre as funções-objeto, procura-se obter um mínimo para esta função. O modelo em subsuperfície correspondente é analisado geologicamente.

Os métodos de busca sistemática e de derivadas são técnicas de otimização muito utilizadas. A solução é obtida sob a condição de aplicação rigorosa de vínculos ao problema.

A aplicação de vínculos geológicos ao problema geofísico objetiva principalmente restringir o conjunto de soluções. Nesse contexto específico, a técnica de sismoestratigrafia permite a

aplicação de informações a priori e vínculos ao problema, as quais podemos destacar: (i) a região limítrofe entre as crostas continental e oceânica; (ii) a variação do espessamento das sequências, baseada na Teoria de Airy; (iii) a topografia da margem continental associada à camada de água; (iv) o contraste de densidades; (v) as velocidades de propagação sísmica mais prováveis para as camadas e (vi) além de outras informações importantes para o delineamento do modelo geofísico proposto (BOTT, 1982).

A metodologia aplicada nesse trabalho, visando interpretar quantitativamente as anomalias gravimétricas observadas na margem continental do Ceará, consiste na aplicação do seguinte procedimento:

(a) Iniciou-se com a interpretação sismoestratigráfica da seção 503 de sísmica de reflexão multicanal, escolhida por ser a única na qual são disponíveis dados gravimétricos sobre o talude e a que menos se mostrou afetada pela Cadeia Norte-Brasileira naquela região específica. Concomitante a essa interpretação foram levantadas informações a priori e estabelecidos vínculos explícitos apoiados na literatura, as quais podemos destacar CARLSON & RASKIN (1984), CASTRO (1990), COSTA & KOWSMANN (1981), COSTA et al. (1990), DRAKE & KOSMINSKAYA (1969), FAINSTEIN & MILLIMAN (1979), HAYES & EWING (1970), HOUTZ et al. (1977), HOUTZ (1977), MEISSNER (1986), WORZEL (1974) entre outros que definem valores característicos para os parâmetros das margens continentais relativamente estáveis, apresentados na Tabela 4.1 e na Tabela 4.2;

(b) Em seguida, aplicou-se a técnica de inversão automática de busca sistemática unidimensional de Coggins citado por KUSTER & MIZE (1973), doravante denominada técnica COGGINS, implementada pelo programa principal G2DSER.FOR. O objetivo é obter preliminarmente um mínimo para a função-objeto $[\Phi(\bar{p})]$, que corresponda a uma solução aproximada para o modelo geofísico de subsuperfície. O critério de parada do algoritmo é estabelecido pelo limite de convergência do parâmetro a ser determinado, que deve ser previamente escolhido;

(c) Posteriormente, e a partir dessa solução aproximada, aplicou-se a técnica de inversão utilizando derivadas desenvolvida por LEVEMBERG (1944) e Franklin descrito por WIGGINS (1972), doravante denominada técnica LEVEMBERG-FRANKLIN, implementado pelo programa principal G2MARI.FOR. Um dos dados de saída desse algoritmo é o desvio padrão das correções dos parâmetros a serem resolvidos para um determinado desvio padrão dos dados observados.

Durante a execução das etapas (b) e (c) o modelo direto é calculado pela subrotina GRVTY.FOR (TALWANI et al., 1959; TALWANI, 1973).

4.1 SÍSMICA DE REFLEXÃO MULTICANAL

Foi utilizado um procedimento clássico para a interpretação da seção 503 de sísmica de reflexão multicanal (VAIL & MITCHUM, 1977). Procurou-se definir os diferentes refletores sísmicos, representando as diferentes sismo-fácies, desde o fundo do mar até a profundidade alcançada pelo método sísmico, cerca de 12 s. Efetuou-se a correlação destes refletores ao longo de toda seção, cerca de 300 km, onde se pôde observar a existência de falhamentos e acidentes estruturais, tais como basculamentos de sequências e blocos, rupturas de refletores e intrusões (Figura 4.1).

Na seção sísmica 503 foi possível se definir 4 grandes sequências sismo-estratigráficas. Nas áreas oceânicas tem-se: (i) sedimentos (entre 4 e 7 s), aonde se observa um forte refletor separando duas unidades sedimentares. Para o delineamento do modelo geofísico proposto não foi considerada essa separação; (ii) embasamento oceânico (entre 7 e 8 s); (iii) crosta oceânica (entre 8 e 10 s) e (iv) topo do manto, a cerca de 10 s. Nas áreas próximas ao continente a sequência sedimentar pode ser identificada até cerca de 6 s.

A presença de múltiplas, notadamente mais preponderante na região do talude, dificultou sobremaneira a definição e a correlação dos refletores neste local, contudo, é possível observar um refletor descontínuo a cerca de 8 s dentro da crosta continental. A maneira encontrada para se resolver este problema foi buscar na literatura os valores normalmente usados e mais adequados para os parâmetros geométricos do corpo neste setor bastante complexo da margem continental do Ceará.

Os valores normalmente adotados para as densidades (ρ_c) e velocidades de propagação sísmica (v_s) relativos às estruturas crustais continental e oceânica estão descritos na Tabela 4.1 e na Tabela 4.2. Para os parâmetros geométricos nas áreas afetadas pelas múltiplas foram adotados os espessamentos e inclinações de camadas sugeridos por BENDER (1988), BOTT (1982), CASTRO (1990), HOUTZ et al. (1977), HOUTZ (1977), WORZEL (1974).

Procurou-se também determinar a região limítrofe mais provável para o encontro entre as crostas continental e oceânica. Segundo MIURA & BARBOSA (1972), essa fronteira é marcada pela zona de fraqueza imposta pela cadeia Norte-Brasileira, definida em seção sísmica (Figura 4.1). SHERIDAN (1974) corrobora com esta conclusão na medida em que afirma que a transição continente-oceano ocorre sob o talude continental e pode ser identificada em alguns lugares pela presença de uma cadeia do embasamento oceânico. Entretanto, HOUTZ et al. (1977) discordam de ambos autores tendo como argumento resultados sísmicos.

Baseado nessas informações, tanto com relação as de caráter teórico buscadas na literatura, quanto às inerentes a interpretação direta na seção sísmica 503, foi delineado o modelo inicial geofísico proposto de superfície apresentado na Figura 4.2.

4.2 GRAVIMETRIA

4.2.1 Formulação do Modelo Direto (Poliedral 2D)

O modelo direto corresponde a formulação do campo gravimétrico anômalo gerado por uma determinada distribuição geométrica de corpos em subsuperfície. O procedimento inicial é se estabelecer um modelo geofísico hipotético de superfície, como por exemplo o da Figura 4.2, que procura simular as principais feições da margem continental do Ceará baseado nas informações sísmicas a priori disponíveis, a partir do qual se consideram as geometrias adequadas.

Vários métodos numéricos podem ser usados para o cálculo das anomalias gravimétricas. DEHLINGER (1978) apresenta o método na qual modelos bidimensionais de forma bastante irregular são aproximados por polígonos, com um número qualquer de lados, a partir dos quais se obtém a resultante vertical da atração gravitacional, através da aplicação do método de integral de linhas desenvolvido por HUBBERT (1948) e adaptado ao uso computacional por TALWANI et al. (1959), TALWANI (1973).

Consideremos um corpo bidimensional de densidade constante, aproximado pelo polígono da Figura 4.3. Após a definição dos vértices do polígono $A(x_1, z_1)$, $B(x_2, z_2)$, ..., $F(x_6, z_6)$ e do contraste de densidades ($\Delta\rho$), a atração gravitacional é calculada a partir da resolução da integral de linha ao longo dos lados do polígono (de \overline{AB} a \overline{FA}), representada pela seguinte expressão

$$\Delta g = 2G\Delta\rho \left[\int_A^B z d\theta + \int_B^C z d\theta + \dots + \int_F^A z d\theta \right], \quad (4.2)$$

sendo Δg a anomalia gravimétrica calculada; G a constante gravitacional ($6,6720 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ seg}^{-2}$); $\Delta\rho$ o contraste de densidades entre o corpo e o material ao seu redor; z a profundidade do vértice e θ a variável de integração, que corresponde ao ângulo tomado no ponto de amostragem $P(0,0)$, em relação ao plano horizontal.

A profundidade de um ponto $Q(x,z)$, situado no lado \overline{BC} do polígono, pode ser expressa por

$$z = x \tan \theta, \quad (4.3)$$

ou ainda, em função de a_i e γ_i ,

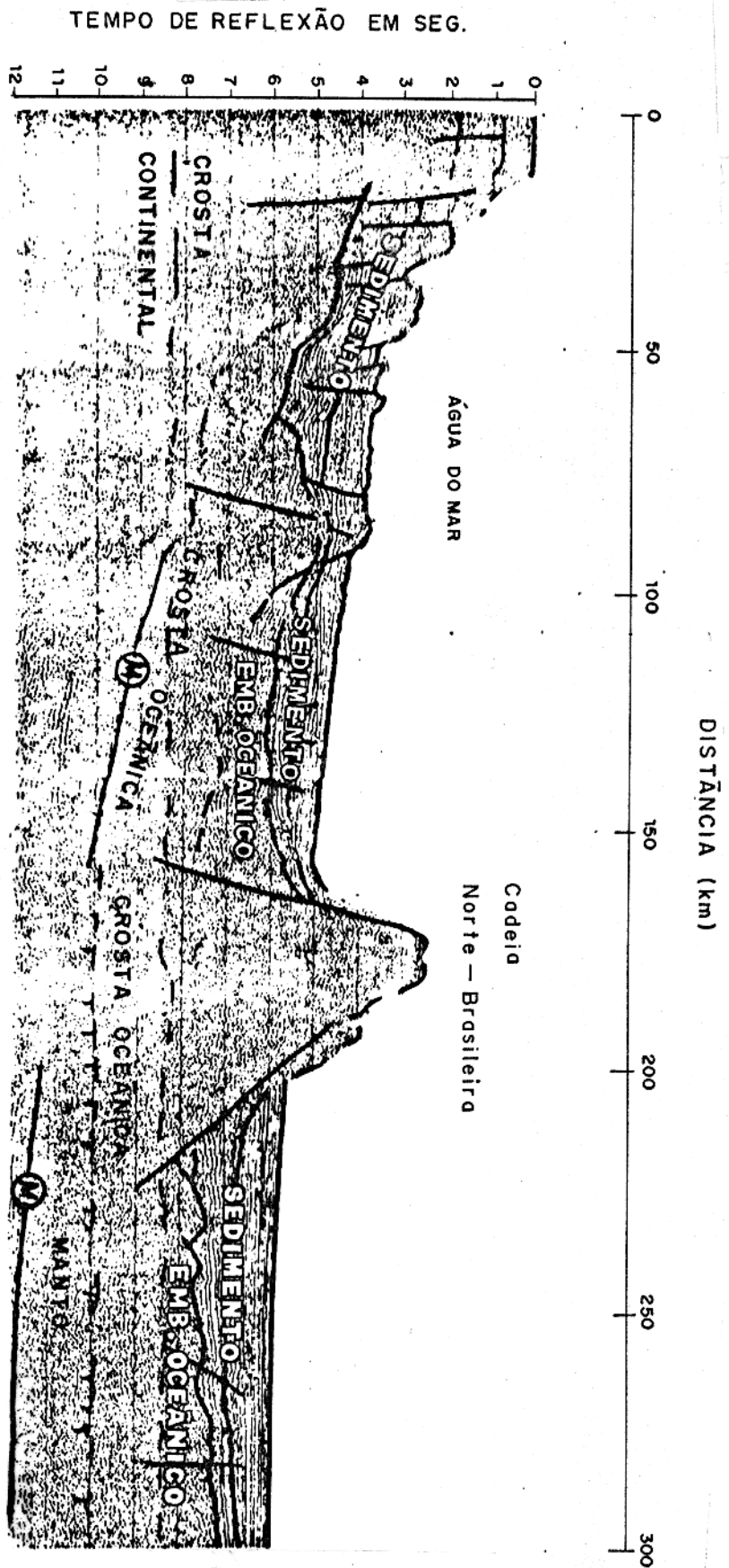


Figura 4.1 - Seção 503 de sísmica de reflexão multicanal interpretada, onde M corresponde a primeira múltipla. O refletor a cerca dos 10 s, separando a crosta oceânica do manto, foi interpretado como a descontinuidade de Mohorovicic.

Tabela 4.1 - Densidades de camadas (ρ_c) e velocidades longitudinais de propagação sísmica (v_s) para a estrutura no domínio continental.

Camadas	Densidades (ρ_c) (g/cm^3)	Velocidades (v_s) (km/s)
Água (1)	1,03	1,50
Sedimentos (2)	2,00	2,00
Crosta Continental (3)	2,84	6,00
Manto (3)	3,20	8,08

Tabela 4.2 - Densidades de camadas (ρ_c) e velocidades longitudinais de propagação sísmica (v_s) para a estrutura no domínio oceânico.

Camadas	Densidades (ρ_c) (g/cm^3)	Velocidades (v_s) (km/s)
Água (1)	1,03	1,50
Sedimentos (2)	2,00	2,00
Embasamento Oceânico (3)	2,72	4,90
Crosta Oceânica (3)	2,91	7,00
Manto (3)	3,20	8,08

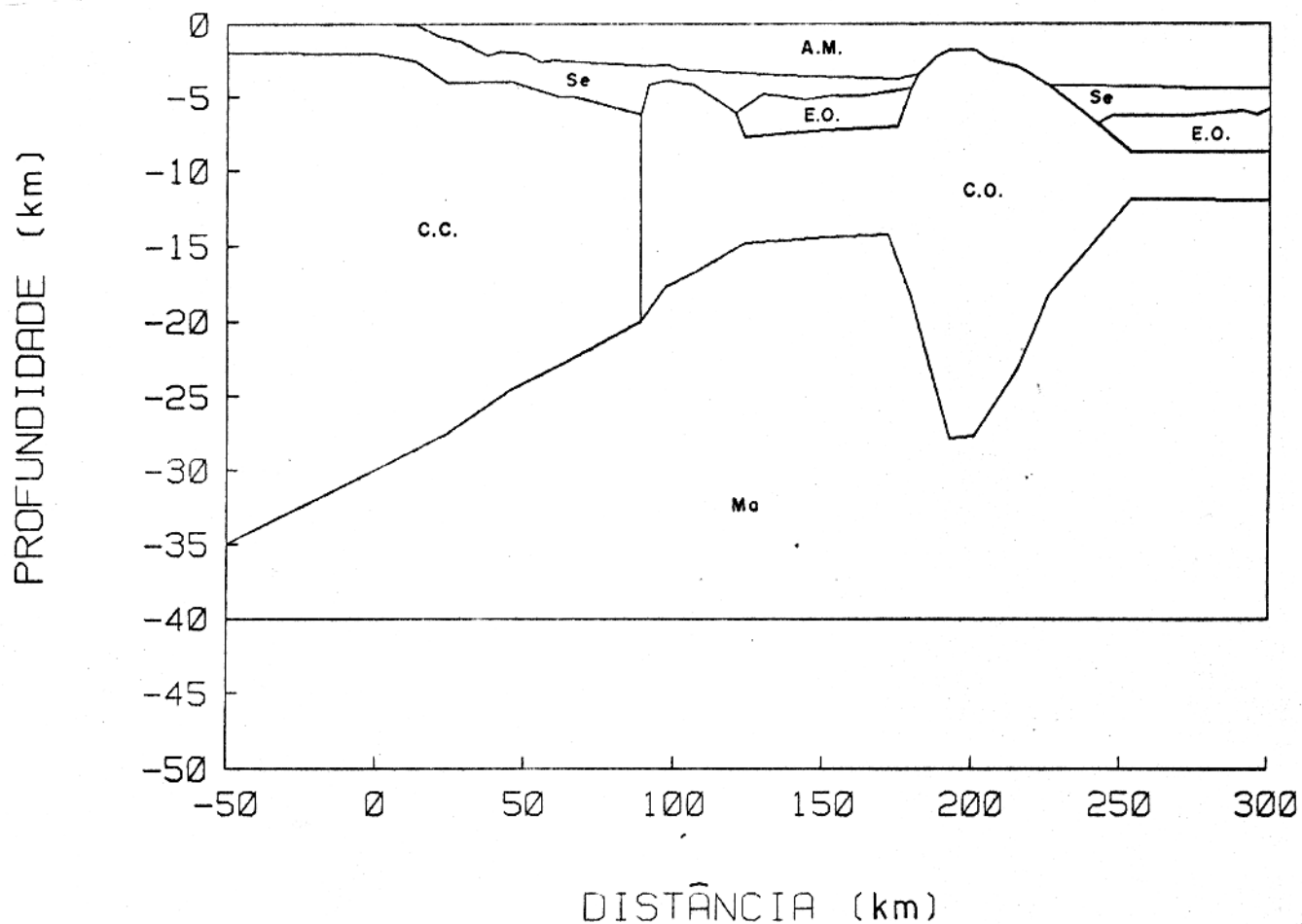


Figura 4.2 - Modelo geofísico inicial proposto representando a margem continental do Ceará, baseado na seção 503 de sísmica de reflexão multicanal. No modelo, A.M. representa a camada de água do mar; Se. os sedimentos; E.O. o embasamento oceânico; C.C. a crosta continental; C.O. a crosta oceânica e Ma. o manto.

$$z = (x - a_i) \tan \gamma_i, \quad (4.4)$$

sendo $i = 1, 2, \dots, 6$; a_i a distância tomada ao longo do eixo X e γ_i o ângulo formado entre o prolongamento do lado \overline{BC} e o eixo X. Eliminando a variável x da equação 4.4, pode-se escrever que

$$z = \frac{a_i \tan \theta \tan \gamma_i}{\tan \gamma_i - \tan \theta}. \quad (4.5)$$

Resolvendo a integral de linha do lado \overline{BC} da equação 4.2 em relação a z , tem-se que

$$\int_B^C z d\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan \theta \tan \gamma_i}{\tan \gamma_i - \tan \theta} d\theta. \quad (4.6)$$

Com a resolução da integral do segundo termo, pode-se escrever que

$$\int_B^C z d\theta = a_i \sin \gamma_i \cos \gamma_i \left\{ (\theta_i - \theta_{i+1}) + \tan \gamma_i \ln \left[\frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \gamma_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \gamma_i)} \right] \right\}. \quad (4.7)$$

Com o propósito de simplificar a equação 4.7 para o uso computacional, faz-se a seguinte simplificação

$$a_i = x_{i+1} + z_{i+1} \cot \gamma_i. \quad (4.8)$$

Sabendo-se que

$$\tan \gamma_i = \frac{z_{i+1} - z_i}{x_{i+1} - x_i}, \quad (4.9)$$

pode-se escrever a_i da seguinte maneira

$$a_i = x_{i+1} + z_{i+1} \left[\frac{x_{i+1} - x_i}{z_{i+1} - z_i} \right]. \quad (4.10)$$

Efetuando a substituição dessas simplificações na equação 4.5, obtém-se

$$z = \frac{x_{i+1}(z_{i+1} - z_i) - z_{i+1}(x_{i+1} - x_i)}{(z_{i+1} - z_i) \cot \theta - (x_{i+1} - x_i)}. \quad (4.11)$$

Substituindo a equação 4.11 em 4.2 e evoluindo para todos os lados do polígono, obtém-se a expressão que define a atração gravitacional produzida pelo polígono da Figura 4.3, que é a proposta por TALWANI (1973) e modificada por DEHLINGER (1978), ou seja

$$\Delta g_i = 2G\Delta\rho \sum_{i=1}^L \left[\frac{x_i z_{i+1} - z_i x_{i+1}}{(x_{i+1} - x_i)^2 + (z_{i+1} - z_i)^2} \right] \cdot \left[(x_{i+1} - x_i)(\theta_i - \theta_{i+1}) + (z_{i+1} - z_i) \ln \left(\frac{r_{i+1}}{r_i} \right) \right], \quad (4.12)$$

sendo

$$r_i = (x_i^2 + z_i^2)^{\frac{1}{2}}, \quad (4.13)$$

e L o número de lados do polígono.

A fim de se eliminar os efeitos de borda, que distorcem substancialmente o sinal gravimétrico anômalo no extremo da área, o ângulo θ deve ser adotado suficientemente pequeno nos polígonos lateralmente exteriores, o que se consegue aumentando adequadamente a largura desses polígonos. No presente trabalho aumentou-se o modelo geofísico em 100 km para ambos os lados.

A atração gravitacional produzida por um corpo bidimensional, aproximado por uma série de polígonos, cada um deles com parâmetros próprios e independentes, pode ser calculada pelo somatório dos valores parciais obtidos pela aplicação sucessiva da equação 4.12, fixado o ponto de observação em cada cálculo parcial. Esta foi a forma adotada nesse trabalho, viabilizada pela subrotina GRVTY.FOR, utilizada tanto no programa principal G2DSER.FOR, quanto no programa G2MARI.FOR (SNOW, 1978).

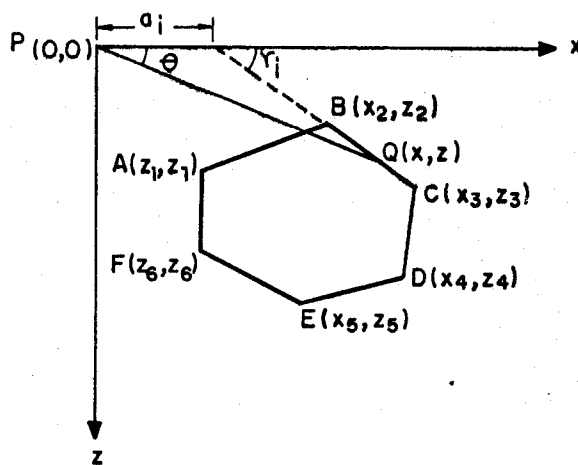


Figura 4.3 - Polígono irregular representando um corpo bidimensional qualquer de densidade constante.

4.2.2 Técnicas de Inversão Automática

4.2.2.1 Técnica COGGINS

A técnica COGGINS é definida como busca sistemática unidimensional. Esta técnica de otimização foi desenvolvida originalmente por Coggins descrito por KUSTER & MIZE (1973), a partir da combinação das técnicas de variáveis simples propostas por BOX et al. (1969) e POWELL (1964). Posteriormente, SNOW (1978) adaptou-a efetuando pequenas alterações, como a minimização da função-objeto no lugar da maximização proposta originalmente. Isto é,

$$\text{Maximizar } [F(x_1, x_2, \dots, x_n)] = \text{Minimizar } [-F(x_1, x_2, \dots, x_n)]. \quad (4.14)$$

A função-objeto $[\Phi(\bar{p})]$, considerada unimodal (FORSYTHE et al., 1977), é dada por

$$\Phi(\bar{p}) = \sum_{i=n1}^{n2} [O_i - C_i(\bar{p})]^2, \quad (4.15)$$

onde $n1$ e $n2$ definem a janela de dados, cuja largura é função do tipo de parâmetro (\bar{p}) a ser resolvido.

A formulação do modelo direto, proposta na equação 4.12, pode ser representada pela seguinte expressão reparametrizada

$$C_i(\bar{p}) = \sum_{j=1}^{NP} \rho_j \sum_{k=1}^{NL_j} Z_{ijk}(x_{jk}, z_{jk}), \quad (4.16)$$

onde NP é o número de polígonos que compõem o modelo de subsuperfície; NL_j é o número de lados do j -ésimo polígono; ρ_j representa o contraste de densidades do j -ésimo polígono e $Z_{ijk}(x_{jk}, z_{jk})$ representa a expressão analítica para a integral de linha, tomada sobre o k -ésimo lado do j -ésimo polígono, em relação a i -ésima estação.

A anomalia teórica total na i -ésima estação é o somatório das integrais parciais tomadas sobre todos os lados de cada polígono que compõem o modelo de subsuperfície. Então, substituindo essa expressão de C_i , equação 4.16, na expressão de $\Phi(\bar{p})$, equação 4.15, obtém-se

$$\Phi(\bar{p}) = \sum_{i=n1}^{n2} \left[O_i - \sum_{j=1}^{NP} \rho_j \sum_{k=1}^{NL_j} Z_{ijk}(x_{jk}, z_{jk}) \right]^2. \quad (4.17)$$

A característica unidimensional dessa técnica de otimização faz com que em cada iteração um único parâmetro possa ser incrementado de um valor δ_p , prévia e adequadamente definido. Após cada incremento, a função-objeto é calculada e testada com a anterior. O

procedimento iterege até que um mínimo para a função— objeto possa ser obtido ou até que se alcance algum vínculo do parâmetro.

Quando $\Phi(\bar{p})$ é função apenas do parâmetro contraste de densidades (ρ_j), a expressão 4.17 pode ser escrita da seguinte forma

$$\Phi(\bar{p}) = \sum_{i=1}^{NE} \left[O_i - \left(A_i + \sum_{j=1}^K \rho_j B_{ij} \right) \right]^2, \quad (4.18)$$

onde A_i representa a contribuição relativa aos polígonos que não são alterados; B_{ij} representa a contribuição relativa ao somatório das integrais sobre os polígonos em que o parâmetro contraste de densidades será alterado; NE representa o número de estações de observação e K representa o número de polígonos que sofrerão alteração no parâmetro contraste de densidades.

Quando $\Phi(\bar{p})$ é função apenas dos parâmetros geométricos (x_{jk}, z_{jk}), a expressão 4.17 pode ser escrita na forma

$$\Phi(\bar{p}) = \sum_{i=n1}^{n2} \left[O_i - \left(A_i - \sum_{j=1}^M \rho_j \sum_{k=1}^L Z_{ijk}(x_{jk}, z_{jk}) \right) \right]^2, \quad (4.19)$$

onde M representa o número de polígonos em que ocorrem correções nos parâmetros geométricos (x_{jk}, z_{jk}) e L representa o número de integrais de linha relativas aos M polígonos modificados.

SNOW (1978) considera que a formulação das expressões 4.18 e 4.19 aplicada à técnica COGGINS diminui o número de cálculos relacionados ao modelo direto, propiciando um menor custo computacional.

A estratégia do algoritmo de busca sistemática pode ser melhor visualizada através do diagrama de bloco da Figura 4.4. O procedimento geral consiste da aplicação de um programa principal denominado G2DSER.FOR, aonde se acham vinculadas três subrotinas de operação, GRVTY.FOR, SEARCH.FOR e FUNC.FOR, e duas de plotagem das curvas de anomalias gravimétricas (observada e teóricas) e dos modelos de subsuperfície, denominadas PERFIL.FOR e PERFIM.FOR, respectivamente.

O programa principal aciona as subrotinas GRVTY.FOR para o cálculo do modelo direto e SEARCH.FOR que trata efetivamente da técnica de busca sistemática e as rotinas de plotagem.

A subrotina SEARCH.FOR promove as alterações dos parâmetros do corpo (x_{jk}, z_{jk} e ρ_j), previamente selecionados pelos índices de ordem de busca nos dados de entrada, utilizando as subrotinas GRVTY.FOR e FUNC.FOR. Esta última incrementa os parâmetros de

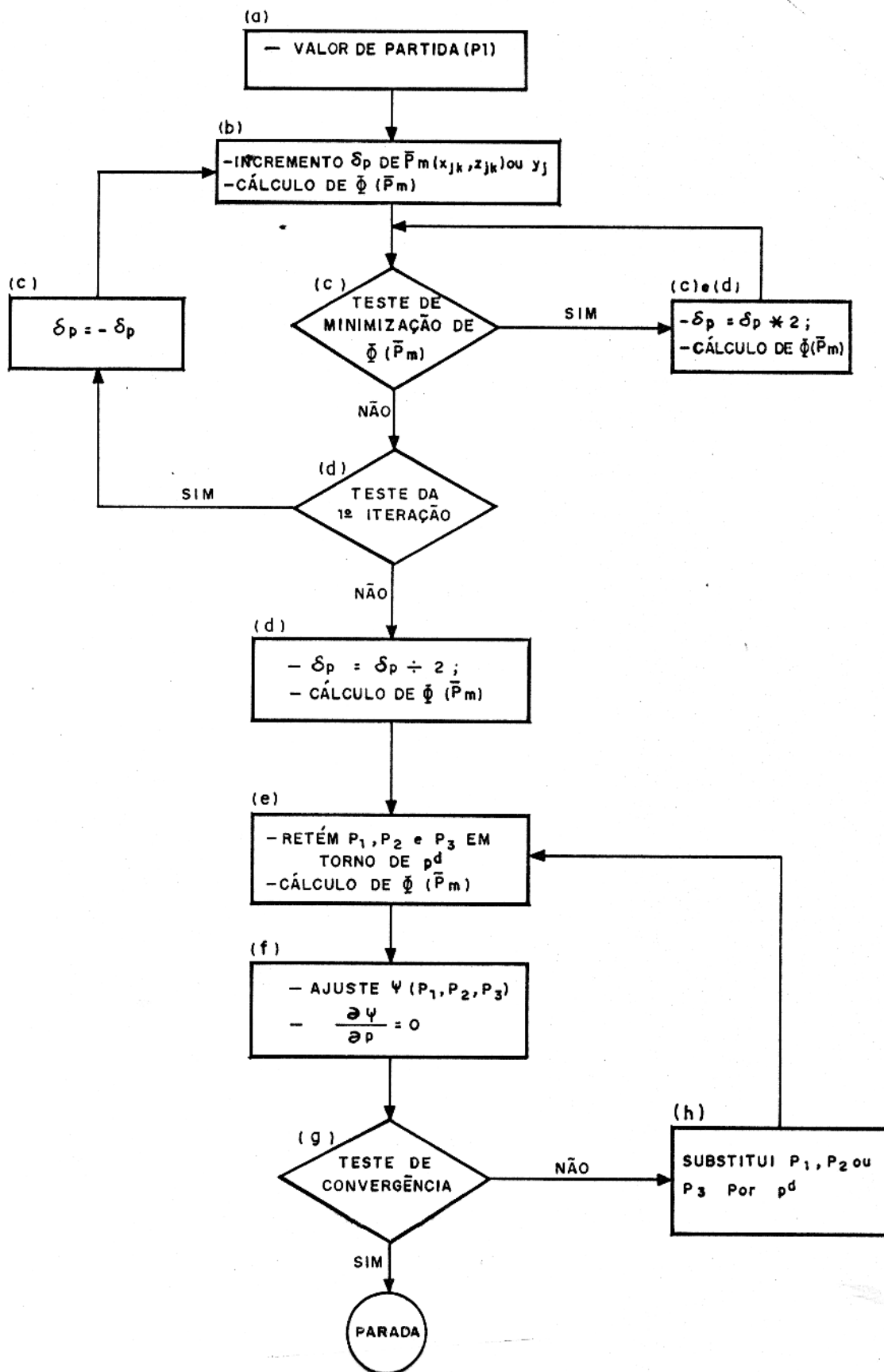


Figura 4.4 - Diagrama de bloco do algoritmo da técnica COGGINS.

um valor positivo δp previamente determinado e calcula a função-objeto relativa a essa alteração. Este incremento δp representa um passo na direção e sentido que tende a minimizar a função-objeto, em relação ao parâmetro alterado, seja x_{jk} , z_{jk} ou ρ_j .

O procedimento do algoritmo SEARCH.FOR é o seguinte (Figura 4.4):

(a) um valor de partida para o parâmetro p , denominado p_1 ($\overline{p_m} = p_1, p_2, \dots, p_m$), é escolhido, sendo então calculados o modelo direto e a função-objeto;

(b) em seguida, a variável independente p (x_{jk} , z_{jk} ou ρ_j), previamente selecionada por um índice numérico durante a entrada dos dados, exemplificado na Figura 4.6, é incrementada de δp . O modelo direto e a respectiva função-objeto são recalculados;

(c) as funções-objeto das fases (a) e (b) são comparadas. Na hipótese desse último valor obtido para a função ser menor que o anterior, isto é, ter-se obtido a minimização da função, o valor δp é multiplicado por dois e novamente são recalculados o modelo direto e a função-objeto. Caso contrário, o sentido de busca é invertido e o processo é reiniciado, agora em um ponto deslocado $-\delta p$ do ponto de partida inicial;

(d) após a primeira iteração e na hipótese de minimização da função-objeto, o valor δp é multiplicado por dois. Caso não se obtenha a minimização da função, o incremento δp é dividido por dois. Em ambos os casos o processo prossegue;

(e) quando um mínimo local para a função-objeto é encontrado, são gerados três pontos denominados p_a , p_b e p_c , em torno do mínimo desejado (p^d), sendo $p_a = p_{n-1}$; $p_b = p_{n-1} + \frac{\delta p}{2}$ e $p_c = p_n$, onde n representa o número de buscas ou de incrementos efetuados para o parâmetro p até se estabelecer um valor para a correção do parâmetro que signifique uma minimização da função. Um quarto ponto, denominado p_d , é obtido adicionalmente através da seguinte relação,

$$p_d = p_b + \frac{\delta p}{2}.$$

As funções-objeto relativas aos quatro pontos são calculadas. Os três melhores pontos, denominados p_1 , p_2 e p_3 , isto é, aqueles relacionados com os menores valores para as respectivas funções-objeto, são guardados;

(f) uma função quadrática (Ψ) é então ajustada a esses três pontos. A localização do mínimo é estabelecida através da relação

$$\frac{\partial \Psi}{\partial p} = 0, \quad (4.20)$$

onde p é o parâmetro a ser resolvido, x_{jk} , z_{jk} ou ρ_j . Analiticamente a solução é obtida através

da equação de interpolação

$$p^d = \frac{1}{2} \left[\frac{(p_2^2 - p_3^2)\Psi(p_1) + (p_3^2 - p_1^2)\Psi(p_2) + (p_1^2 - p_2^2)\Psi(p_3)}{(p_2 - p_3)\Psi(p_1) + (p_3 - p_1)\Psi(p_2) + (p_1 - p_2)\Psi(p_3)} \right]; \quad (4.21)$$

(g) a função-objeto no ponto p^d é calculada, sendo então aplicado o critério de convergência, dado por

$$|p^d - p^e| \leq L_c, \quad (4.22)$$

onde p^e é o melhor dos mínimos calculados no item (e), isto é, p_1 , p_2 ou p_3 , e L_c é o limite de convergência do parâmetro a ser determinado, previamente estipulado;

(h) se o critério de convergência é satisfeito, o algoritmo é interrompido, sendo então calculado o modelo direto final. Caso contrário, o pior dos três pontos (p_1 , p_2 e p_3) é substituído por p^d . O procedimento prossegue iteragindo até que o critério de convergência seja satisfeito.

Devido a possibilidade da existência de mais de um mínimo local ao longo da direção de busca, o algoritmo trabalha com valores restritos para a função-objeto, denominado função-objeto restrita, definidos pela janela espacial dos parâmetros. A largura dessa janela é variável e depende do tipo de parâmetro a ser resolvido. O valor da função relativo a todo modelo é denominado função-objeto global.

Quando se ajusta apenas o contraste de densidades somente a amplitude da anomalia é afetada, permanecendo inalterada a forma da curva. Comportamento idêntico não ocorre quando se fixa o contraste de densidades e se modificam os parâmetros geométricos (x_{jk}, z_{jk}). A utilização estratégica da janela espacial propicia um controle mais efetivo das correções previstas, evitando deslocamentos excessivos para os parâmetros, como veremos a seguir.

Quando se utiliza toda a janela espacial para se ajustar apenas um único parâmetro, como a profundidade de um determinado vértice, existe a possibilidade dessa coordenada ser deslocada para um valor extremo, limitado por um vínculo. Este deslocamento extremo poderia provocar um aumento da anomalia residual nas estações próximas ao vértice ajustado, ao mesmo tempo em que se poderia verificar, paradoxalmente, uma redução no valor da função-objeto.

Este comportamento sugere um tratamento diferenciado para o ajuste dos parâmetros geométricos do modelo. SNOW (1978) sugere que para esses casos se utilize apenas as estações que se situam nas proximidades dos vértices ajustados. Também, a escolha adequada de uma janela espacial, apoiada nos vínculos e informações a priori, estratégia que foi adotada nesse trabalho, ajuda a evitar tais problemas. Dessa forma, a definição dos índices de ordem de

busca para a seleção dos parâmetros a serem corrigidos deve ser apoiada no conhecimento prévio que se tenha sobre a área.

A largura máxima da janela espacial de dados empregada no algoritmo para um determinado vértice (x_{jk}, z_{jk}) é

$$|x_{j+1,k} - x_{j-1,k}|, \quad (4.23)$$

para a coordenada x_{jk} , e

$$2z_{jk}, \quad (4.24)$$

para a coordenada z_{jk} , onde j representa o lado do polígono k .

O limite máximo para o incremento δp de um parâmetro p ($\overline{p}_m = p_1, p_2, \dots, p_m$) é igual a vinte vezes o seu valor inicial, seja qual for a direção de busca. O objetivo desse vínculo é reduzir a possibilidade de soluções geologicamente irreais. O valor inicial de δp deve ser escolhido em função das informações a priori disponíveis sobre a área, principalmente se forem disponíveis seções sísmicas.

A coordenada x_{jk} de um determinado vértice (x_{jk}, z_{jk}) possui um deslocamento limitado pelas coordenadas dos vértices adjacentes (x_{j-1} e x_{j+1}). Caso o deslocamento ultrapasse esse limite, o vértice ajustado será deletado. A coordenada z_{jk} é limitada pelo nível do mar.

4.2.2.2 Técnica LEVENBERG-FRANKLIN

O objetivo dessa técnica é ajustar as curvas de anomalias gravimétricas observada e calculada através das correções dos parâmetros do corpo. Essas correções são calculadas usando as derivadas parciais do campo gravimétrico teórico em relação aos parâmetros a serem resolvidos.

A base do desenvolvimento dessa técnica é a expansão da função-objeto em séries de Taylor ao redor de um ponto de mínimo, caracterizando o método de Newton. Outro procedimento se inicia com a expansão do funcional (equação 4.16) em séries de Taylor, sendo os termos de ordem superior a um negligenciados. Seguindo WIGGINS (1972), tem-se

$$C_i^t(p^t) = C_i^0(p^o) + \sum_{m=1}^M \frac{\partial C_j^0}{\partial p_m} (p^t - p^o)_m, \quad (4.25)$$

onde $C_i^t(p^t)$ é a anomalia teórica em um ponto posterior no espaço dos parâmetros (p^t) na estação i ; $C_i^0(p^o)$ é a anomalia teórica no ponto de referência da expansão (p^o) na estação i ; M é o número de parâmetros a serem resolvidos; p_m é o m -ésimo parâmetro do modelo e $(p^t - p^o)_m$ ou Δp_m é a correção do parâmetro.

Substituindo na equação 4.25 a anomalia teórica (C_i^t) pela observada (O_i) e transpondo os termos, tem-se que

$$\Delta G_i = O_i - C_i = \sum_{m=1}^M \frac{\partial C_j^0}{\partial p_m} \Delta p_m, \quad (4.26)$$

onde ΔG_i é o desvio na estação i .

A equação 4.26 constitui-se em um sistema de N equações associadas ao número de observações e M variáveis associadas ao número de parâmetros a serem resolvidos. A metodologia de inversão de matrizes é a mais utilizada para a solução desse tipo de sistema.

O primeiro passo é colocar esse sistema na seguinte notação matricial

$$\overline{\Delta G} = \overline{A} \overline{\Delta p}, \quad (4.27)$$

onde $\overline{\Delta G}$ é o vetor de desvios de comprimento N ; \overline{A} é a matriz jacobiana, também conhecida como matriz sensibilidade, de dimensão (N, M) e $\overline{\Delta p}$ é o vetor correção de parâmetros de comprimento M .

A matriz sensibilidade (\overline{A}) tem a seguinte forma:

$$A_{ij} = \begin{bmatrix} \frac{\partial C_1}{\partial p_1} & \dots & \dots & \frac{\partial C_1}{\partial p_M} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial C_N}{\partial p_1} & \dots & \dots & \frac{\partial C_N}{\partial p_M} \end{bmatrix}_{(N, M)} \quad (4.28)$$

Os elementos da matriz de sensibilidade são as derivadas parciais do funcional representado pelo campo gravimétrico teórico $[C(\overline{p})]$ tomadas em relação aos parâmetros $[\overline{p}_m = (p_m)]$ a serem resolvidos. Entretanto, para casos em que \overline{A} possua um grande número de linhas (N) e colunas (M), o comportamento da sua inversa (\overline{A}^{-1}) se torna instável.

Para se reduzir o número de parâmetros a serem resolvidos e conseqüentemente reduzir a instabilidade do sistema, SNOW (1978) propôs uma estratégia para se condensar \overline{A} em um menor número de colunas. Assim, os elementos de \overline{A} dados por

$$A_{ij} = \sum_k^K \sum_m^M A'_{ijkm}, \quad (4.29)$$

passam a ser agrupamentos de parâmetros com o mesmo índice de ordem de busca, podendo ou não existir a busca para um determinado parâmetro. Na equação acima, m representa o índice de ordem de busca relacionado ao parâmetro contraste de densidades, k representa

o índice de ordem de busca relacionado ao parâmetro geométrico e A'_{ijkm} representa os elementos de A_{ij} , equação 4.28, que serão empilhados por coluna, em função dos índices de mesma ordem de busca. O resultado da soma entre K e M representa o número de parâmetros a serem resolvidos pelo método presente.

No algoritmo os índices de ordem de busca dos parâmetros, como o próprio nome sugere, são ordenados numericamente. A ausência de um número dentro dessa sequência não causa nenhum problema, uma vez que não existe parâmetro associado a ele, contudo, isto não é conveniente. No algoritmo existe apenas um "loop", sendo que os índices de ordem de busca relacionados aos parâmetros contraste de densidades são identificados previamente e os cálculos de suas correções efetuados antes dos parâmetros geométricos. Isto se deve ao fato de que as correções dos contraste de densidades, apesar de serem em valor bastante inferior àquelas dos parâmetros geométricos, exercem um maior efeito no ajuste da curva de anomalia gravimétrica. Além disso, a equação 4.29 serve para mostrar o efeito dessa estratégia, que é diminuir o número de colunas da matriz \bar{A} , promovendo dessa forma uma média de correção para os parâmetros englobados no somatório acima, como será analisado adiante quando da decomposição do campo em valores singulares.

A derivada parcial do campo $[C(\bar{p})]$ em relação ao contraste de densidades (ρ_l) é dada por

$$\frac{\partial C_i}{\partial \rho_l} = \sum_{j=1}^{NP} \frac{\partial \rho_j}{\partial \rho_l} \sum_{k=1}^{NL_j} Z_{ijk}(x_{jk}, z_{jk}). \quad (4.30)$$

A equação acima só possui resultado diferente de zero quando j é igual a l . Então, pode-se escrever que

$$\frac{\partial C_i}{\partial \rho_j} = \sum_{k=1}^{NL_j} Z_{ijk}(x_{jk}, z_{jk}). \quad (4.31)$$

Este resultado é o próprio campo normalizado na estação i correspondente ao polígono j de k lados.

As derivadas parciais do campo $[C(\bar{p})]$ em relação aos parâmetros geométricos, definidos pelas coordenadas (x_{jk}, z_{jk}) são dadas por

$$\frac{\partial C_i}{\partial x_{jk}} = \sum_{l=1}^{NP} \rho_l \sum_{m=1}^{NL_l} \frac{\partial Z_{ijk}(x_{lm}, z_{lm})}{\partial x_{lm}} \quad (4.32)$$

para a coordenada horizontal x_{jk} e

$$\frac{\partial C_i}{\partial z_{jk}} = \sum_{l=1}^{NP} \rho_l \sum_{m=1}^{NL_l} \frac{\partial Z_{ijk}(x_{lm}, z_{lm})}{\partial z_{lm}} \quad (4.33)$$

para a coordenada vertical z_{jk} .

Essas derivadas, equações 4.32 e 4.33, são calculadas numericamente através das seguintes expressões

$$\frac{\partial C_i}{\partial x_{jk}} = \frac{C_i(x_{jk} + \delta w) - C_i(x_{jk})}{\delta w} \quad (4.34)$$

para a coordenada horizontal x_{jk} e

$$\frac{\partial C_i}{\partial z_{jk}} = \frac{C_i(z_{jk} + \delta w) - C_i(z_{jk})}{\delta w} \quad (4.35)$$

para a coordenada vertical z_{jk} , onde δw é um pequeno incremento da ordem de 0,1 km na coordenada correspondente.

A solução da equação 4.27 pode ser obtida a partir do inverso generalizado da matriz sensibilidade. LANCOS (1961) mostra a solução clássica, na qual a matriz \bar{A} é decomposta em valores singulares, ou seja, autovalores e autovetores. Assim, tem-se que

$$\bar{A}_{(N,M)} = \bar{U}_{(N,N)} \bar{\Lambda}_{(N,M)} \bar{V}_{(M,M)}^T, \quad (4.36)$$

posto completo, e o correspondente inverso generalizado com a redução dos autovalores não importantes

$$\bar{A}_{(N,M)} = \bar{U}_{(N,P)} \bar{\Lambda}_{(P,P)} \bar{V}_{(P,M)}^T, \quad (4.37)$$

posto reduzido, onde $\bar{U}_{(N,N)}$ é a matriz unitária composta pelos N autovetores, de comprimento N, associados com as colunas de \bar{A} ; $\bar{\Lambda}_{(N,M)}$ é a matriz retangular composta pelos M autovalores (λ_i) e $\bar{V}_{(M,M)}^T$ é a matriz unitária transposta (T) composta pelos M autovetores, associados com as linhas de \bar{A} .

O inverso de uma matriz qualquer \bar{A} pode ser obtido, fazendo-se

$$\bar{A}^{-1} = \bar{V} \bar{\Lambda}^{-1} \bar{U}^T. \quad (4.38)$$

Aplicando-se o conceito de inverso generalizado na equação 4.27 e se resolvendo para $\bar{\Delta p}$, obtém-se a solução do problema sobredeterminado, isto é, $N > M$ (MENKE, 1984), dada por

$$\bar{\Delta p} = (\bar{A}^T \bar{A})^{-1} \bar{A}^T \bar{\Delta G}. \quad (4.39)$$

Sabendo-se que

$$\bar{A}^T = \bar{V} \bar{\Lambda} \bar{U}^T, \quad (4.40)$$

pode-se escrever que

$$\bar{A}^T \bar{A} = \bar{V} \bar{\Lambda}^2 \bar{V}^T. \quad (4.41)$$

Como

$$(\bar{A}^T \bar{A})^{-1} = \bar{V} \bar{\Lambda}^{-2} \bar{V}^T, \quad (4.42)$$

substituindo-se a equação 4.42 em 4.39, tem-se que

$$\overline{\Delta p} = \overline{V} \overline{\Lambda}^{-1} \overline{U}^T \overline{\Delta G}. \quad (4.43)$$

Para autovalores (λ_i) pequenos, poderia-se ter grandes valores para as correções dos parâmetros ($\overline{\Delta p}$). Isto poderia tornar o sistema instável provocando divergência, ao invés da convergência, para o ponto de mínimo.

Uma das primeiras propostas para se estabilizar esse sistema foi feita por LEVENBERG (1944) através da adição de um peso ajustável ($\overline{\tau}$) na equação 4.39, assim

$$\overline{\Delta p} = (\overline{A}^T \overline{A} + \overline{\tau} \overline{I})^{-1} \overline{A}^T \overline{\Delta G}, \quad (4.44)$$

onde \overline{I} é a matriz identidade de dimensão (N,M).

Franklin citado em WIGGINS (1972) propôs que fosse utilizada a variância ($\hat{\sigma}^2$) da função-objeto no lugar da variável $\overline{\tau}$. Esse valor deveria ser obtido em cada iteração. Assim, pode-se escrever que

$$\overline{\Delta p} = (\overline{A}^T \overline{A} + \hat{\sigma}^2 \overline{I})^{-1} \overline{A}^T \overline{\Delta G}, \quad (4.45)$$

onde a variância ($\hat{\sigma}^2$) é dada por

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{\Phi(\overline{p})}{N - M}, \quad (4.46)$$

sendo (N-M) o grau de liberdade.

Substituindo-se a equação 4.41 em 4.45, tem-se que

$$\overline{\Delta p} = \overbrace{(\overline{V} \overline{\Lambda}^2 \overline{V}^T + \hat{\sigma}^2 \overline{I})}^{\overline{B}}^{-1} \overline{A}^T \overline{\Delta G}. \quad (4.47)$$

Operando algebricamente o primeiro termo da equação 4.47 representado por \overline{B} , deduz-se que

$$\overline{B} = \overline{V} (\overline{\Lambda}^2 + \hat{\sigma}^2 \overline{I})^{-1} \overline{V}^T. \quad (4.48)$$

Levando-se esse resultado para a equação 4.47, tem-se

$$\overline{\Delta p} = \overline{V} (\overline{\Lambda}^2 + \hat{\sigma}^2 \overline{I})^{-1} \overline{V}^T \overline{A}^T \overline{\Delta G}. \quad (4.49)$$

Substituindo-se \overline{A}^T , dado pela equação 4.40, na expressão acima, obtém-se

$$\overline{\Delta p} = \overline{V} (\overline{\Lambda}^2 + \hat{\sigma}^2 \overline{I})^{-1} \overline{V}^T \overline{V} \overline{\Lambda} \overline{U}^T \overline{\Delta G}. \quad (4.50)$$

Simplificando-se algebricamente a equação acima, pode-se finalmente escrever que

$$\overline{\Delta p} = \overline{V} \left[\frac{\overline{\Lambda}}{\overline{\Lambda}^2 + \hat{\sigma}^2 \overline{I}} \right] \overline{U}^T \overline{\Delta G}. \quad (4.51)$$

As observações gravimétricas e o modelamento matemático são afetados por diferentes erros, que comprometem a interpretação quantitativa. Os erros inerentes ao modelamento matemático são frequentemente mais significativos, sendo, no entanto, mais fáceis de serem analisados. Esses erros normalmente são tratados de duas maneiras distintas: (i) com relação as simplificações efetuadas aos funcionais do modelamento matemático e (ii) quanto as considerações efetuadas aos erros de observação, isto é, intrínsecos a obtenção dos dados, e aos cálculos computacionais. No primeiro caso, pode-se exemplificar com o truncamento da expansão da série de Taylor após o primeiro termo linear, e com a discretização da função-objeto.

Os conceitos estocásticos são normalmente empregados nas técnicas de otimização, com o objetivo de se estimar os erros provenientes da aproximação das soluções. No presente problema, os erros são considerados com distribuição Gaussiana e o resultado equivalente a aplicação do método dos mínimos quadrados para a simplificação da análise matemática.

O problema matemático, ou estocástico, baseado na equação 4.27 pode ser escrito como (CHATTERJEE & HADI, 1988)

$$\bar{Y} = \bar{X} \bar{\beta} + \bar{\varepsilon}, \quad (4.52)$$

onde \bar{Y} é o vetor de observações de comprimento N; \bar{X} é uma matriz de dimensão (N,M), número de observações e parâmetros, respectivamente; $\bar{\beta}$ é o vetor de parâmetros a serem resolvidos de comprimento N e $\bar{\varepsilon}$ é o vetor de erro aleatório nas medidas.

O estimador dos mínimos quadrados de $\bar{\beta}$ é obtido minimizando-se $\bar{\varepsilon}^T \bar{\varepsilon}$. Assim, a partir da equação 4.52, tem-se que

$$\bar{\varepsilon}^T \bar{\varepsilon} = (\bar{Y} - \bar{X} \bar{\beta})^T (\bar{Y} - \bar{X} \bar{\beta}). \quad (4.53)$$

Derivando-se a expressão acima em relação a $\bar{\beta}$ obtém-se o sistema de equações normais, dado por

$$(\bar{X}^T \bar{X}) \bar{\beta} = \bar{X}^T \bar{Y}. \quad (4.54)$$

Esse sistema de equações só possui solução única se $(\bar{X}^T \bar{X})^{-1}$ existir. Nesse caso, o estimador dos mínimos quadrados de $\bar{\beta}$ ($\bar{\beta}^*$), é dado por

$$\bar{\beta}^* = (\bar{X}^T \bar{X})^{-1} (\bar{X}^T \bar{Y}). \quad (4.55)$$

Esse estimador possui variância mínima dentre todos os estimadores não tendenciosos de $\bar{\beta}$ que minimizam $\bar{\varepsilon}^T \bar{\varepsilon}$, isto é

$$E(\bar{\beta}^*) = \bar{\beta}, \quad (4.56)$$

onde $E(\bar{\beta}^*)$ é a esperança do estimador $\bar{\beta}^*$. Assim, o estimador de $(\bar{\beta})$ é dado por (WIGGINS, 1972)

$$\bar{\beta}^* = (\bar{X}^T \bar{X} + \hat{\sigma}^2)^{-1} (\bar{X}^T \bar{Y}), \quad (4.57)$$

onde a variância ($\hat{\sigma}^2$), equação 4.46, é calculada em cada iteração.

A matriz covariância dos parâmetros permite a análise da dispersão dos mesmos em relação aos seus valores esperados. A covariância de $\bar{\beta}^*$ é dada pelo Teorema de Gauss–Marcov (BECK & ARNOLD, 1977)

$$\text{cov} \bar{\beta}^* = \hat{\sigma}^2 (\bar{A}^T \bar{A})^{-1}. \quad (4.58)$$

Substituindo-se a expressão de $(\bar{A}^T \bar{A})^{-1}$, dada pela equação 4.42, na equação 4.58 e operando algebricamente, deduz-se que

$$[\text{cov} \bar{\beta}^*]_{ij} = \sum_{k=1}^m \frac{\hat{\sigma}^2}{\lambda_k^2 + \hat{\sigma}^2} \bar{V}_{ik} \bar{V}_{kj}^T. \quad (4.59)$$

O desvio padrão (D) dos parâmetros representa uma região restrita aos valores esperados dos parâmetros. Para um determinado desvio padrão nos dados observados, D é dado por

$$[D(\bar{\beta}^*)]_i = (\text{cov} \bar{\beta}^*_{ii})^{\frac{1}{2}}. \quad (4.60)$$

A matriz correlação dos parâmetros resolvidos indica o grau de interdependência entre cada um deles, sendo definido dentro do intervalo de $[-1,1]$. Os elementos dessa matriz são dados por

$$[\text{cor} \bar{\beta}^*]_{ij} = \frac{[\text{cov} \bar{\beta}^*]_{ij}}{[\text{cov} \bar{\beta}^*]_{ii}^{\frac{1}{2}} [\text{cov} \bar{\beta}^*]_{jj}^{\frac{1}{2}}}. \quad (4.61)$$

Esse resultado faz parte do algoritmo, e pode ser utilizado para análise da nova matriz na forma da equação 4.29.

4.2.3 Teste em Modelo Sintético e Estratégia dos Algoritmos de Inversão

A metodologia de interpretação foi testada no modelo sintético da Figura 4.5. Esse modelo sintético é composto de nove polígonos, simulando as camadas mais representativas observadas em uma margem continental do tipo relativamente estável (BOTT, 1982; DEHLINGER, 1978).

Na tentativa de se delinear um modelo com características próximas da área estudada, notadamente com relação a influência da Cadeia Norte–Brasileira, foram obtidas na seção

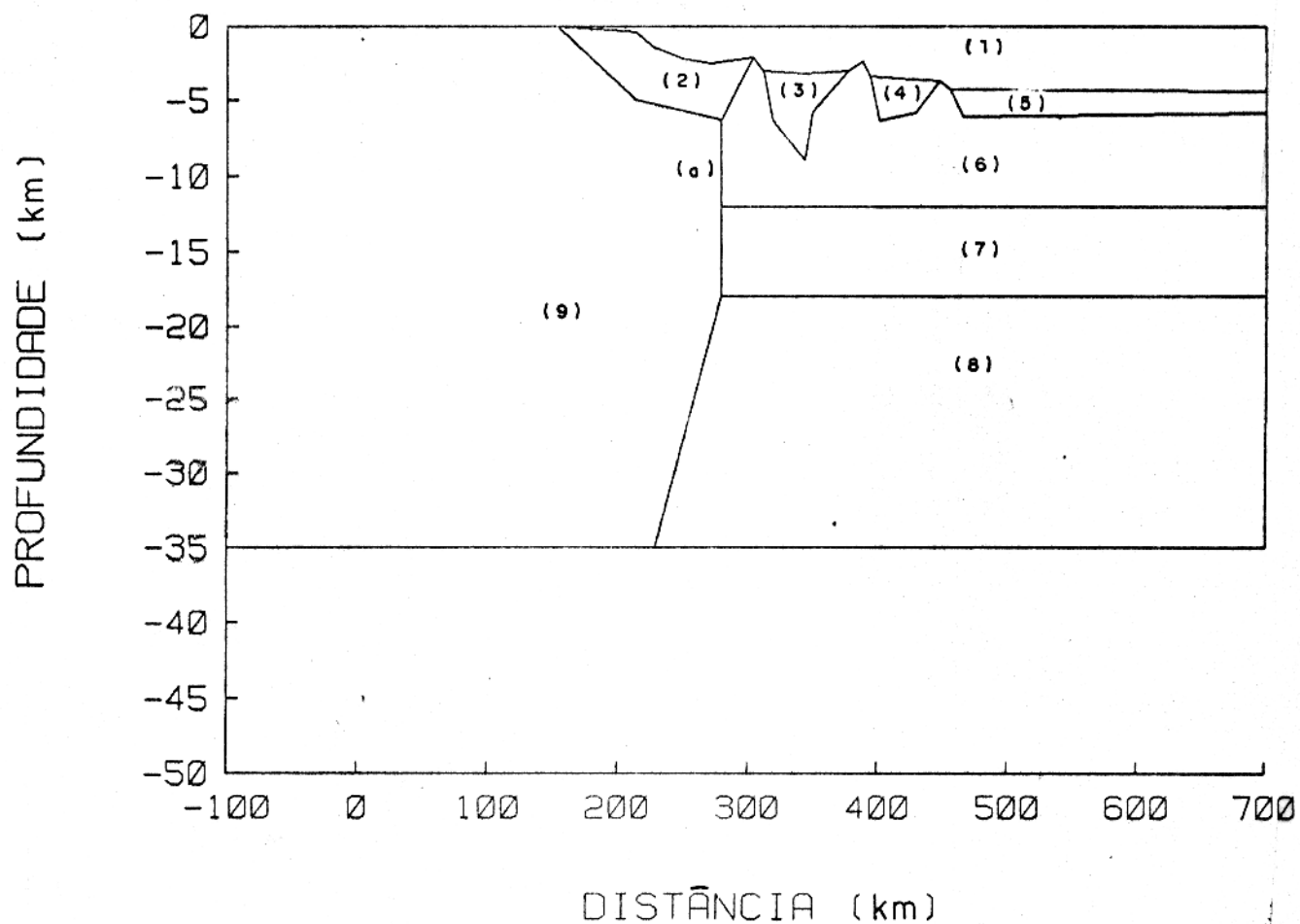


Figura 4.5 - Modelo sintético original utilizado para testar as técnicas COGGINS e LEVEMBERG-FRANKLIN, composto de nove polígonos assim distribuídos: (1) água; (2), (3), (4) e (5) sedimentos; (6) embasamento oceânico; (7) crosta oceânica; (8) manto e (9) crosta continental. A letra (a) identifica a provável fronteira entre as crostas continental e oceânica.

502 de sísmica de reflexão multicanal as principais linhas descritivas para o modelo sintético original em subsuperfície (Figura 4.5). A tabela de valores dos parâmetros originais não foi apresentada por ser muito extensa. No delineamento do modelo não houve nenhum compromisso com o caráter geológico, a não ser quanto a composição morfológica e estrutural da margem continental do Ceará propostas por CASTRO (1990), HOUTZ et al. (1977).

Nos parâmetros do modelo sintético original da Figura 4.5 são introduzidas perturbações, apresentadas na Tabela 4.3 e na Tabela 4.4, originando o modelo sintético perturbado da Figura 4.6, usado como entrada para a aplicação preliminar da técnica COGGINS. Todos os parâmetros relativos ao polígono 1 e o contraste de densidades do polígono 9 se mantiveram inalterados.

A técnica COGGINS prevê a utilização de índices que identificam os parâmetros a serem resolvidos, denominados índices de ordem de busca. Os índices de ordem de busca são definidos por uma sequência numérica, iniciada pelo número 1, e servem para identificar os parâmetros que serão corrigidos. Os índices associados aos parâmetros geométricos x e z e aos contrastes de densidades ρ são denominados IVX, IVZ e IDEN, respectivamente. A Figura 4.6 mostra um exemplo onde é possível identificar vinte índices de ordem de busca. Isto significa que cada parâmetro associado a esses índices será corrigido de valores distintos. Por exemplo, na Figura 4.6 os dois parâmetros identificados pelo índice 1 serão corrigidos do mesmo valor, que não será igual obrigatoriamente ao valor da correção que será aplicada aos três parâmetros identificados pelo índice 3 ou da mesma forma com relação ao único parâmetro de índice 7, e assim por diante.

Dessa forma, é possível estabelecer a estratégia dos algoritmos de inversão na seleção dos índices de ordem de busca, baseado no grau de informações a priori que se tenha sobre a região representada pelo modelo. Isto é, na Figura 4.6 pode-se observar que foi usado o mesmo índice de ordem de busca (2) para os parâmetros geométricos que delineiam a provável fronteira entre as crostas continental e oceânica. Assim, caso seja necessária alguma correção nessa fronteira, ela será aplicada igualmente a todos os parâmetros aludidos. Outro exemplo disso, é o fundo das bacias sedimentares, cujos parâmetros estão identificados na Figura 4.6 pelo mesmo índice de ordem de busca. Da mesma forma, se houver necessidade de se corrigir essa geometria, em função por exemplo de um possível erro nas estimativas das velocidades de propagação sísmica, essa correção será única. Obviamente que esta estratégia é mais adequada para o modelamento em escala regional, onde o ajuste de curvas de anomalia gravimétrica é efetuado ao longo de centenas de quilômetros, como no presente caso.

A Figura 4.6 mostra os índices de ordem de busca que identificam os parâmetros do modelo sintético original (Figura 4.5) que foram alterados para possibilitar a aplicação do teste.

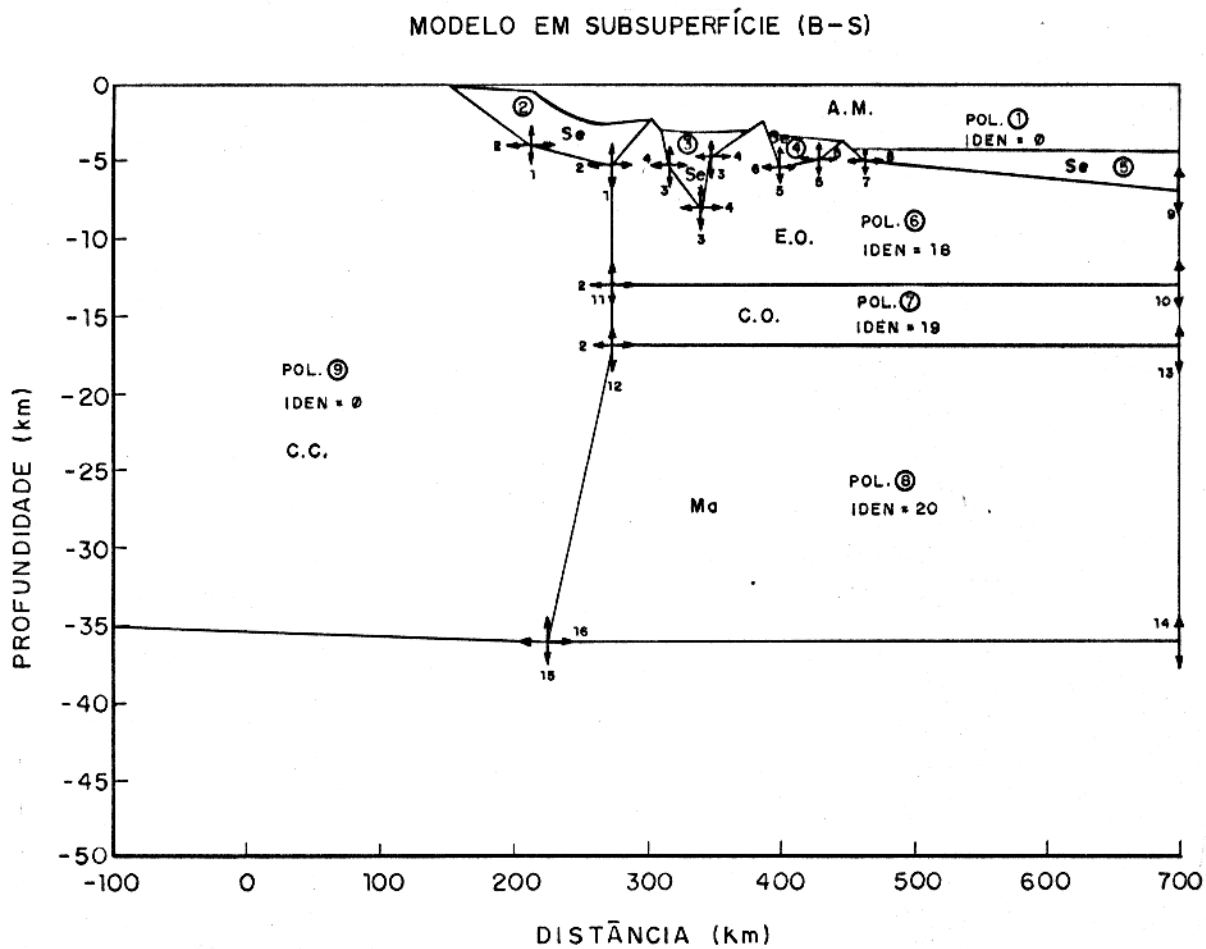


Figura 4.6 - Modelo sintético alterado a partir da Figura 4.5 utilizado na técnica COGGINS, onde estão mostrados os índices de ordem de busca de 1 a 16, associados aos parâmetros geométricos, e os índices de ordem de busca para os contrastes de densidades dos polígonos (j) (IDEN(j)): IDEN(1,9)= 0; IDEN(2,3,4,5)=17; IDEN(6)=18; IDEN(7)=19 e IDEN(8)=20. No modelo, A.M. representa a camada de água do mar; Se. os sedimentos; E.O. o embasamento oceânico; C.C. a crosta continental; C.O. a crosta oceânica e Ma. o manto.

Tabela 4.3 - Valores incrementados aos parâmetros geométricos (x_{jk} , z_{jk}) do modelo sintético original (Figura 4.5), com os respectivos índices de ordem de busca IVZ e IVX.

Vértice (k) / Polígono (j)	Coordenada z_{jk} (km)	Coordenada x_{jk} (km)	IVZ	IVX
7/2; 1/6; 4/9	-1,0	-5,0	1	2
8/2; 3/9	-1,0	+1,0	1	2
4,5,6/3; 4,5,6/6	-1,0	-1,0	3	4
3,4/4; 10,11/6	-1,0	+1,0	5	6
5/5; 15/6	+1,0	0,0	9	0
6/5; 14/6	-1,0	+7,0	7	8
18/6; 2/7	+1,0	0,0	10	0
19/6; 1/7; 5/9	+1,0	-5,0	11	2
5/7; 2/8	-1,0	0,0	13	0
6/7; 1/8; 6/9	-1,0	-5,0	12	2
5/8	+1,0	0,0	14	0
6/8; 7/9	+1,0	-5,0	15	16

Tabela 4.4 - Valores incrementados aos contrastes de densidades ($\Delta\rho_j$) do modelo sintético original (Figura 4.5), com os respectivos índices de ordem de busca IDEN.

Polígono (j)	$\Delta\rho_j$ (g/cm ³)	IDEN
1	0	0
2, 3, 4, 5	-0,01	17
6	-0,01	18
7	-0,01	19
8	+0,01	20
9	0	0

Tabela 4.5 - Valores padrões adotados para o contraste de densidades (ρ_j), relativos aos polígonos (j) do modelo sintético da Figura 4.5.

Polígonos (j)	ρ_j (g/cm ³)
(1) Água	-1,81
(2),(3),(4),(5) Sedimentos	-0,84
(6) Embasamento Oceânico	-0,12
(7) Crosta Oceânica	+0,07
(8) Manto	+0,46
(9) Crosta Continental	0,00

Entretanto, apesar dessa estratégia possibilitar a correção de cada parâmetro independentemente, não será possível prever se o modelo sintético original da Figura 4.5 será recuperado plenamente, isto é, com os valores dos parâmetros originais, em virtude da ambiguidade de soluções inerentes aos campos potenciais e da discretização dos parâmetros.

Cabe lembrar, que na técnica LEVENBERG–FRANKLIN esta estratégia de se agrupar parâmetros que possivelmente possam ser corrigidos de um mesmo valor, possibilita uma significativa redução no número de colunas da matriz de sensibilidade \bar{A} , em detrimento de uma correção específica para cada parâmetro que seria mais coerente geologicamente. Entretanto, em escala regional, como no presente caso, talvez não seja necessário se ter uma correção específica para cada parâmetro. O número de colunas da matriz será igual ao índice de maior valor numérico, ou seja, 20 no exemplo apresentado (Figura 4.6), que é o número de parâmetros a serem resolvidos.

A Tabela 4.5 apresenta os valores adotados para o contraste de densidades de cada polígono, assumindo como camada-base a crosta continental de densidade 2,84 g/cm³.

A Tabela 4.6 apresenta a formatação de entrada dos parâmetros do polígono 2 (x_{jk} , z_{jk} e ρ_j) e dos respectivos índices de ordem de busca IVX, IVZ e IDEN.

Tabela 4.6 - Formato de entrada dos parâmetros do corpo (x_{jk} , z_{jk} e ρ_j) e dos índices de ordem de busca; IVX, IVZ e IDEN, identificadores dos parâmetros a serem resolvidos, relativos ao polígono 2.

Polígono	ρ_2 (g/cm^3)	IDEN		
2	-0,85	17		
Coordenada X (km)	Coordenada Z (km)	IVZ	IVX	
154,000	0,000	0	0	
214,000	0,400	0	0	
226,600	1,370	0	0	
249,800	2,175	0	0	
270,500	2,475	0	0	
303,800	2,100	0	0	
274,000	5,300	1	2	
215,000	4,000	1	2	
154,000	0,000	0	0	

Os valores adotados para o incremento dos parâmetros geométricos do corpo (δ_{p_g}) e para o limite de convergência (L_{c_g}) foram

$$\delta_{p_g} = 0,25 \text{ km e}$$

$$L_{c_g} = 0,125 \text{ km.}$$

Para o contraste de densidades os valores do incremento e do limite de convergência (δ_{p_ρ} e L_{c_ρ}) foram em módulo cinquenta vezes menor que os adotados acima, ou seja

$$\delta_{p_\rho} = 0,005 \text{ mGal e}$$

$$L_{c_\rho} = 2,5 \cdot 10^{-4} \text{ mGal.}$$

O procedimento de alterar os valores de δ_{p_g} e L_{c_g} para adequá-los a ordem de grandeza do parâmetro contraste de densidades foi implementado dentro da subrotina FUNC.FOR, permanecendo na entrada de dados apenas o valor geométrico de δ_p e L_c , isto é, δ_{p_g} e L_{c_g} .

Após terem sido efetuadas as modificações no modelo sintético original, foi então aplicada a técnica COGGINS ao modelo sintético da Figura 4.6.

A solução obtida para o ajuste da curva de anomalia gravimétrica observada (Figura 4.7) mostrou-se satisfatória. Foi obtida uma solução para o modelo de subsuperfície (Figura 4.8)

coerente com o modelo original (Figura 4.5). Os valores das correções dos parâmetros estão mostrados na Tabela 4.7.

Analisando-se as correções da Tabela 4.7 pode-se constatar que os parâmetros geométricos identificados pelos índices de ordem de busca 2 e 8 não foram resolvidos. Por esta razão, as funções—objeto restritas às respectivas janelas espaciais de dados não foram calculadas.

No caso do índice de ordem de busca 2 (Figura 4.6), podemos observar que não houve um deslocamento muito acentuado da curva de anomalia gravimétrica observada na direção do eixo de coordenadas X, apesar da perturbação aplicada a respectiva coordenada ter sido de um valor considerável (5 km no sentido negativo desse eixo). Como qualquer alteração em um determinado parâmetro corresponde a um ajuste em todo o modelo direto, sem dúvida que a alteração provocada pelo incremento sistemático de δ_p ao aludido parâmetro não contribuiu para uma melhoria da função—objeto global, isto é, relativa a todo modelo direto, embora o valor da função—objeto restrita à respectiva janela de dados tenha minimizado (Tabela 4.8).

Cabe lembrar que o valor máximo de δ_p para esse caso específico é de 5 km, valor igual a perturbação efetuada. Além disso, os vínculos adotados para os parâmetros geométricos são verificados a cada passo iterativo, impedindo muitas vezes que se obtenha um mínimo para a função—objeto, apesar da tendência de minimização da função.

No caso do índice de ordem de busca 2, a iteração foi interrompida quando o próximo incremento (δ_p) seria de 8 km (Tabela 4.8), valor superior ao vínculo (5 km). No passo anterior, quando a largura máxima da janela espacial era de 8 km, correspondente a um δ_p de 4 km, o valor da função—objeto ainda tendia a minimizar, como mostra a Tabela 4.8. Como foi alcançado o vínculo de δ_p antes que o incremento de 8 km fosse implementado, o algoritmo foi interrompido e o ponto de mínimo não foi localizado.

É importante se observar que a estratégia de busca prevê incrementos elásticos (inicialmente maiores) para se chegar nas imediações de um ponto de mínimo para a função—objeto. Somente a partir da localização desse ponto ótimo é que se inicia a aplicação do algoritmo de POWELL (1964), que propicia um refinamento na escolha do ponto de mínimo desejado.

No caso do índice de ordem de busca 8, também relacionado com a coordenada x , ocorreu o mesmo problema. Isto é, foi escolhida uma janela espacial para o incremento do parâmetro de largura inferior ao valor previsto para essa correção. Em outras palavras, foi estabelecido um vínculo para o problema como um todo que impossibilitou a localização de um mínimo local para a função—objeto restrita aos parâmetros associados aos índices de ordem de busca 2 e 8.

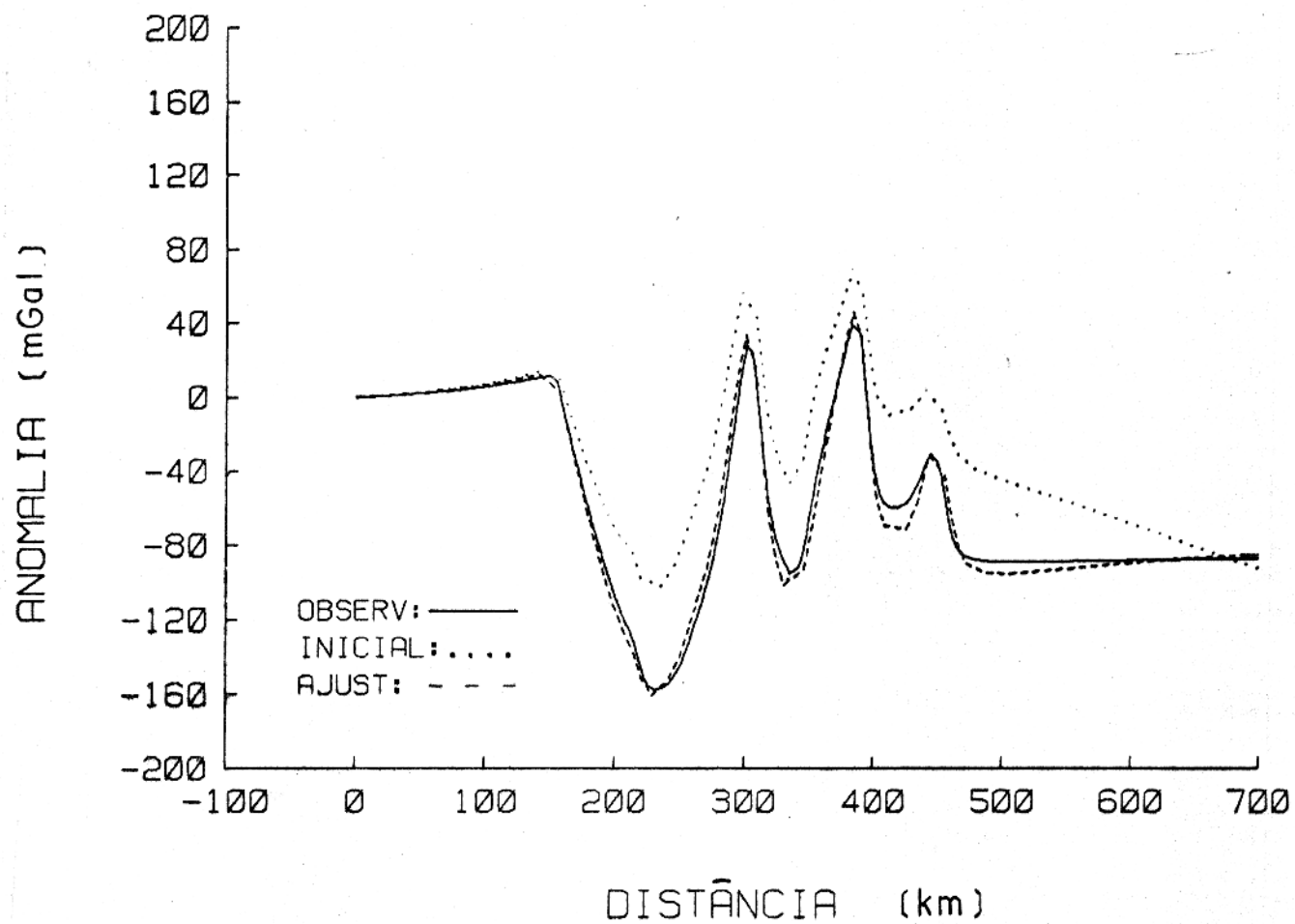


Figura 4.7 - Curvas de anomalias gravimétricas observada, inicial e ajustada obtidas com a técnica COGGINS. Essas curvas correspondem aos modelos sintéticos original, perturbado e ajustado, respectivamente.

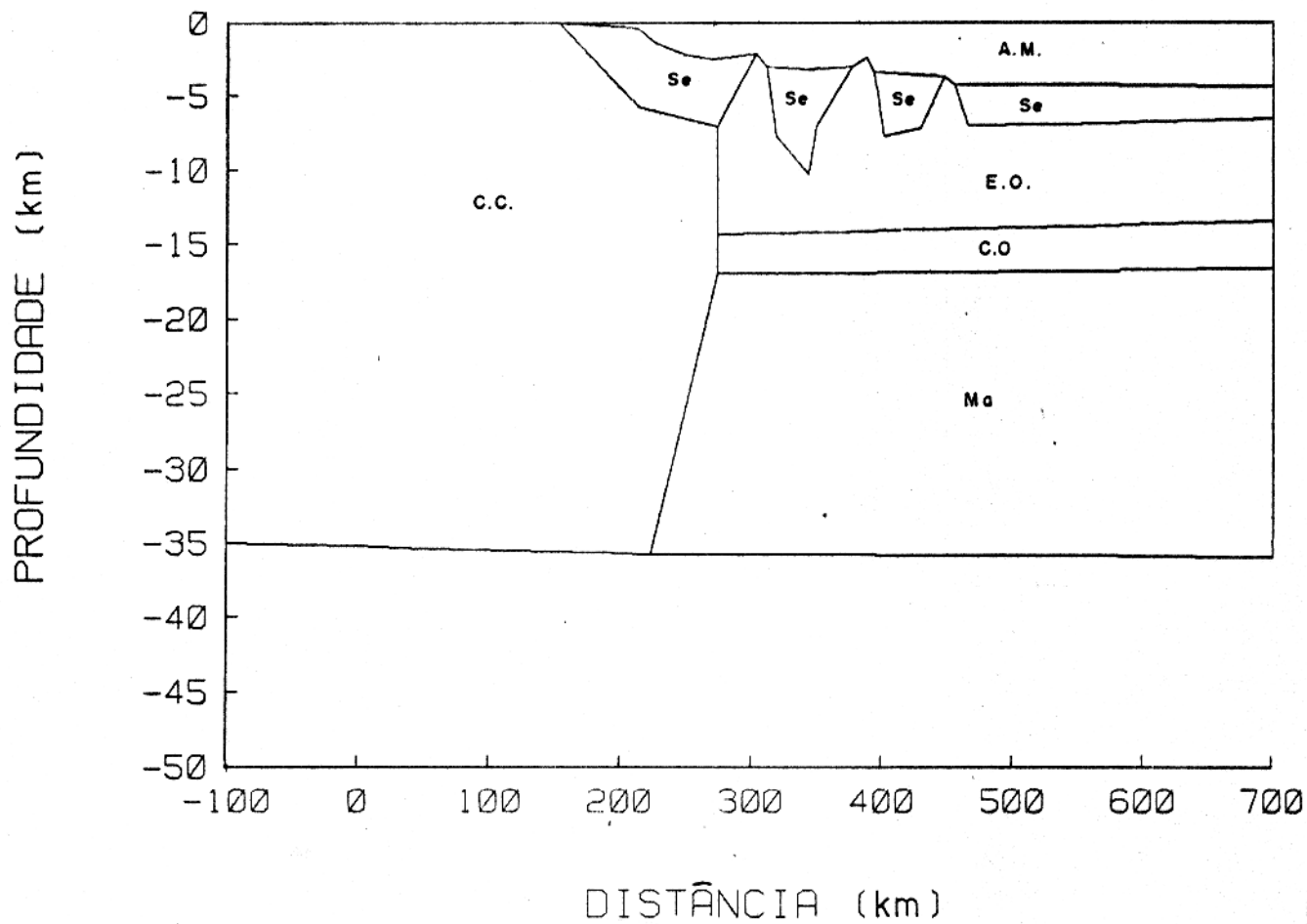


Figura 4.8 - Modelo sintético obtido como resultado da aplicação da técnica COGGINS, cuja anomalia correspondente está apresentada na Figura 4.7. No modelo, A.M. representa a camada de água do mar; Se. os sedimentos; E.O. o embasamento oceânico; C.C. a crosta continental; C.O. a crosta oceânica e Ma. o manto.

Tabela 4.7 - Correções aplicadas aos parâmetros do modelo sintético perturbado (Figura 4.6), obtidas com a técnica COGGINS. Os parâmetros indicados pelos índices de ordem de busca de 1 a 16, correspondem a unidade km, enquanto os demais a unidade g/cm^3 . NC significa não calculado e NR significa não resolvido.

Índice de busca	Janela de dados do parâmetro	Correção do parâmetro	Função-objeto global	Função-objeto restrita
1	154,000–303,800	1,831	26.010	0
2	154,000–700,000	NR	NC	NC
3	311,600–377,500	2,344	3.741	0
4	311,600–377,500	1,000	3.347	0
5	394,250–447,600	2,360	3.128	0
6	394,250–447,600	-0,500	3.100	0
7	455,600–700,000	2,000	8.903	0
8	455,600–700,000	NR	NC	NC
9	465,600–700,000	-0,282	546	0
10	274,000–700,000	0,500	62.000	0
11	274,000–700,000	1,363	49.420	0
12	224,000–700,000	0,000	52.060	0
13	274,000–700,000	-0,347	44.810	0
14	224,000–700,000	0	47.350	0
15	-100,000–700,000	-0,208	52.260	0
16	-100,000–700,000	-0,750	52.120	0
17	Todo Modelo	0,027	46.610	46.610
18	Todo Modelo	0,010	41.133	41.113
19	Todo Modelo	0,004	41.030	41.030
20	Todo Modelo	0	41.030	41.030

Tabela 4.8 - Iteração relativa ao índice de ordem de busca 2.

Janela de incremento (km)	Função—objeto restrita	Incremento do parâmetro (δ_p) (km)
0,000	516.512,344	0,250
0,250	514.634,625	0,250
0,500	512.797,156	0,250
1,000	509.243,188	0,500
2,000	502.619,594	1,000
4,000	491.289,531	2,000
8,000	476.157,125	4,000

Como o valor de δ_p atende a todos os parâmetros a serem resolvidos, é de fundamental importância que se tenha uma visão geral das estimativas para as correções de cada parâmetro. Isto se faz necessário, a fim de que sejam definidas as janelas espaciais adequadas para o incremento dos parâmetros. A não observância desse detalhe pode induzir a correções extremas em alguns parâmetros e, em contrapartida, não se resolver algum outro, como se pôde constatar.

Podemos observar também que somente parâmetros geométricos relacionados ao eixo horizontal não foram resolvidos. Em parte, esse resultado poderia ser esperado na medida em que a anomalia gravimétrica é pouco sensível nessa direção, ao contrário do que ocorre na direção do eixo vertical, como podemos constatar através da Figura 4.6, da Figura 4.7 e da Figura 4.8 e da Tabela 4.5, da Tabela 4.6 e da Tabela 4.7.

Com relação ao índice de ordem de busca 16 (Figura 4.6), podemos constatar que o parâmetro foi resolvido (Tabela 4.7), apesar da perturbação efetuada na correspondente coordenada no modelo sintético original ter sido a mesma em módulo, direção e sentido do índice 2 (Tabela 4.3). Assim, foi possível se localizar um mínimo local para a função—objeto restrita à correspondente janela espacial de dados (Tabela 4.9). Entretanto, o valor da correção em módulo foi de apenas 15% do esperado (5 km) e no mesmo sentido da perturbação, isto é, no sentido contrário do previsto. Todavia, segundo o algoritmo, essa correção foi a mais adequada para ajustar as curvas de anomalias gravimétricas.

Outros índices de ordem de busca, como o 10, 11 e 13, relacionados aos parâmetros geométricos do modelo, também apresentaram o mesmo comportamento quanto a correção no sentido contrário do previsto. Além disso, esses parâmetros possuem em comum o fato de estarem associados ao sensível eixo vertical e terem sofrido correções em módulo inferiores

Tabela 4.9 - Iteração relativa ao índice de ordem de busca de número 16.

Janela de incremento (km)	Função-objeto restrita	Incremento do parâmetro (δ_p) (km)
0,000	52.187,512	0,250
0,250	52.247,621	0,250
-0,250	52.145,926	-0,250
-0,500	52.122,922	-0,250
-1,000	52.132,336	-0,250

ao esperado.

A correção para o contraste de densidades relativo aos polígonos 2, 3, 4 e 5, mais superficiais (Figura 4.6), foi em módulo duas vezes o valor da perturbação (Tabela 4.7). Os contrastes de densidades identificados pelos índices de ordem de busca 19 e 20, relativos aos polígonos 7 e 8, respectivamente, não sofreram as correções previstas, o que é coerente com a perturbação a qual foram submetidos. O parâmetro identificado pelo índice de ordem de busca 19 ainda sofreu uma pequena correção. Para o de número 20 a correção foi nula.

É importante se observar que os valores das correções para os contrastes de densidades foram decrescendo em módulo (Tabela 4.7), a medida que os polígonos foram se aprofundando (Figura 4.6). SNOW (1978) observa também que os parâmetros do corpo vão se tornando com menos efeito gravimétrico a medida em que esses corpos se aprofundam. Isto pode ser analisado através da derivada do campo em relação ao contraste de densidades versus profundidade (equação 4.31).

Com essas observações, é possível se constatar a importância da definição de informações a priori e vínculos ao problema, possibilitando um delineamento mais plausível do modelo proposto de subsuperfície. Com relação aos parâmetros geométricos, esta margem de erro pode ser estabelecida considerando-se uma taxa de variação para as velocidades de propagação sísmica das camadas, definidas pelos refletores na seção sísmica.

A atuação sistemática desses fatores em uma aplicação com dados reais poderia provocar o afastamento do modelo proposto de subsuperfície da sua realidade geológica, apesar de apresentar um bom ajuste de curvas.

Como o teste foi aplicado em um modelo sintético, não foi conveniente avaliar os vínculos adotados. No caso prático, o processo interativo poderia permitir a redefinição dos vínculos adotados no início do problema. Com isto, poderia-se reduzir o número de soluções ambíguas

para o modelo de subsuperfície, muitas das quais sem respaldo geológico.

Essa estratégia foi aplicada no caso prático desse trabalho, ou seja, as respostas consideradas contrárias às expectativas para as correções dos parâmetros foram confrontadas com as informações a priori e reestudados os vínculos adotados para a seção. Com isto, foi possível se redefinir alguns vínculos e parâmetros, possibilitando se obter uma solução subsidiada em critérios geológicos, principalmente quanto ao equilíbrio isostático. Através da aplicação desse procedimento, na qual se buscam respostas a esses problemas geofísicos principalmente nas seções de sísmica de reflexão multicanal, foi possível se comprovar a estreita ligação entre as informações sísmicas e gravimétricas, bem como a interdependência entre os parâmetros geométricos e geológicos do modelo.

Após ter sido definida a solução pela técnica COGGINS (Figura 4.8), aplicou-se a técnica LEVENBERG-FRANKLIN, de acordo com a proposta de AL-CHALABI (1971). A formatação de entrada dos dados para a aplicação dessa técnica é a mesma adotada anteriormente para a aplicação da busca sistemática (Tabela 4.6).

A solução obtida com a aplicação da técnica LEVENBERG-FRANKLIN para o ajuste das curvas de anomalias gravimétricas (Figura 4.9), apresentou-se de forma a corrigir muito pouco os parâmetros do modelo sintético, conforme podemos constatar através da Tabela 4.10 e da Figura 4.10. Uma das razões é devido ao fato de que o valor de $50,8 \text{ mGal}^2$ relativo a variância resultante da solução obtida com a técnica COGGINS seria ainda suficientemente grande para originar correções ($\overline{\Delta p}$) pequenas, em módulo (equação 4.51). A constatação desse fato demonstra a necessidade de se partir de um ponto de mínimo para a aplicação dessa técnica relacionado a um valor de variância compatível com a expectativa de valores coerentes para as correções.

O valor da variância (equação 4.46) relativa ao modelo sintético de entrada para a aplicação da técnica LEVENBERG-FRANKLIN foi de $50,8 \text{ mGal}^2$, correspondendo a um desvio padrão nos dados de 7,1 mGal. Após a única iteração o valor da variância foi reduzido para $42,7 \text{ mGal}^2$, correspondendo a um desvio padrão nos dados de 6,5 mGal. O valor percentual desse ajuste foi de 16%. Em algumas regiões, é possível se observar visualmente uma pequena melhoria do ajuste das curvas de anomalias gravimétricas. Essa iteração é suficiente para estabelecer uma estatística em grupo parcial da solução, o que não é possível através da técnica COGGINS.

Na segunda iteração, o valor da variância tendeu a aumentar, comprometendo ainda mais as correções dos parâmetros. Segundo SNOW (1978), o número de três iterações demonstrou ser normalmente suficiente para convergir a solução.

Tabela 4.10 - Correções aplicadas aos parâmetros do modelo sintético da Figura 4.8 e seus respectivos desvios padrões (equação 4.60) obtidas com a aplicação da técnica LEVENBERG-FRANKLIN em uma iteração. A unidade das correções dos parâmetros identificados pelos índices de busca numerados de 1 a 16 é km, enquanto a dos demais é g/cm^3 .

Índice do parâmetro	Correção do parâmetro	Desvio padrão do parâmetro
1	-0,077	0,380
2	0,065	0,702
3	-0,056	0,325
4	0,059	0,374
5	-0,011	0,261
6	0,115	0,561
7	0,073	0,203
8	-0,326	0,845
9	0,102	0,333
10	0,007	0,976
11	-0,009	0,964
12	-0,075	0,724
13	-0,002	0,908
14	-0,062	0,871
15	0,001	0,847
16	0,001	0,973
17	0,001	0,529
18	0,000	0,386
19	-0,001	0,276
20	0,003	0,338

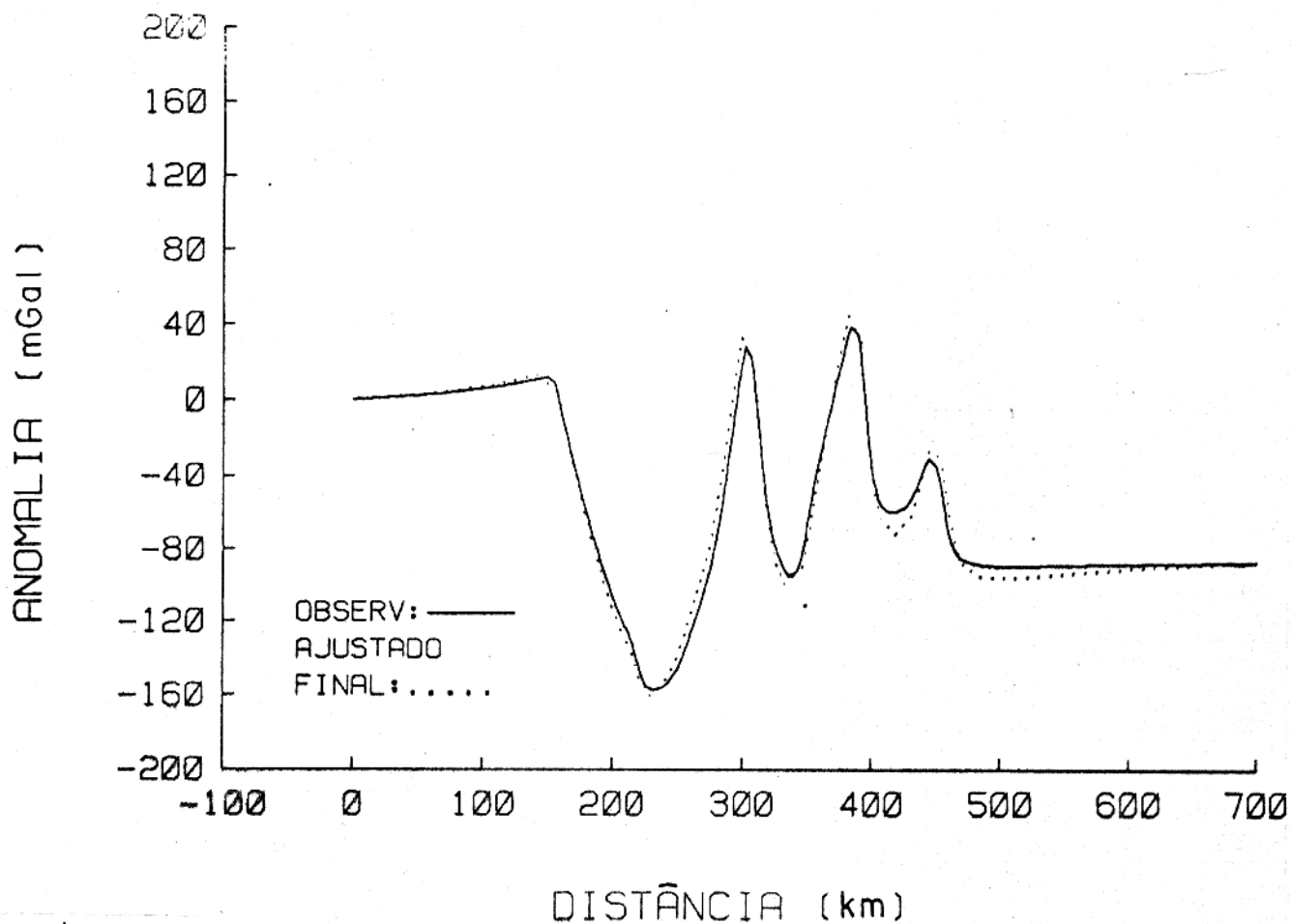


Figura 4.9 - Curvas de anomalias gravimétricas observada e ajustada final obtidas com a técnica LEVENBERG-FRANKLIN. Essas curvas correspondem aos modelos sintéticos original e final (Figura 4.10), respectivamente. A curva de partida é a da Figura 4.7 (ajustada), cujo modelo correspondente é o da Figura 4.8. O número de iterações foi 1 e o número de parâmetros a serem determinados foi 20 (Tabela 4.10).

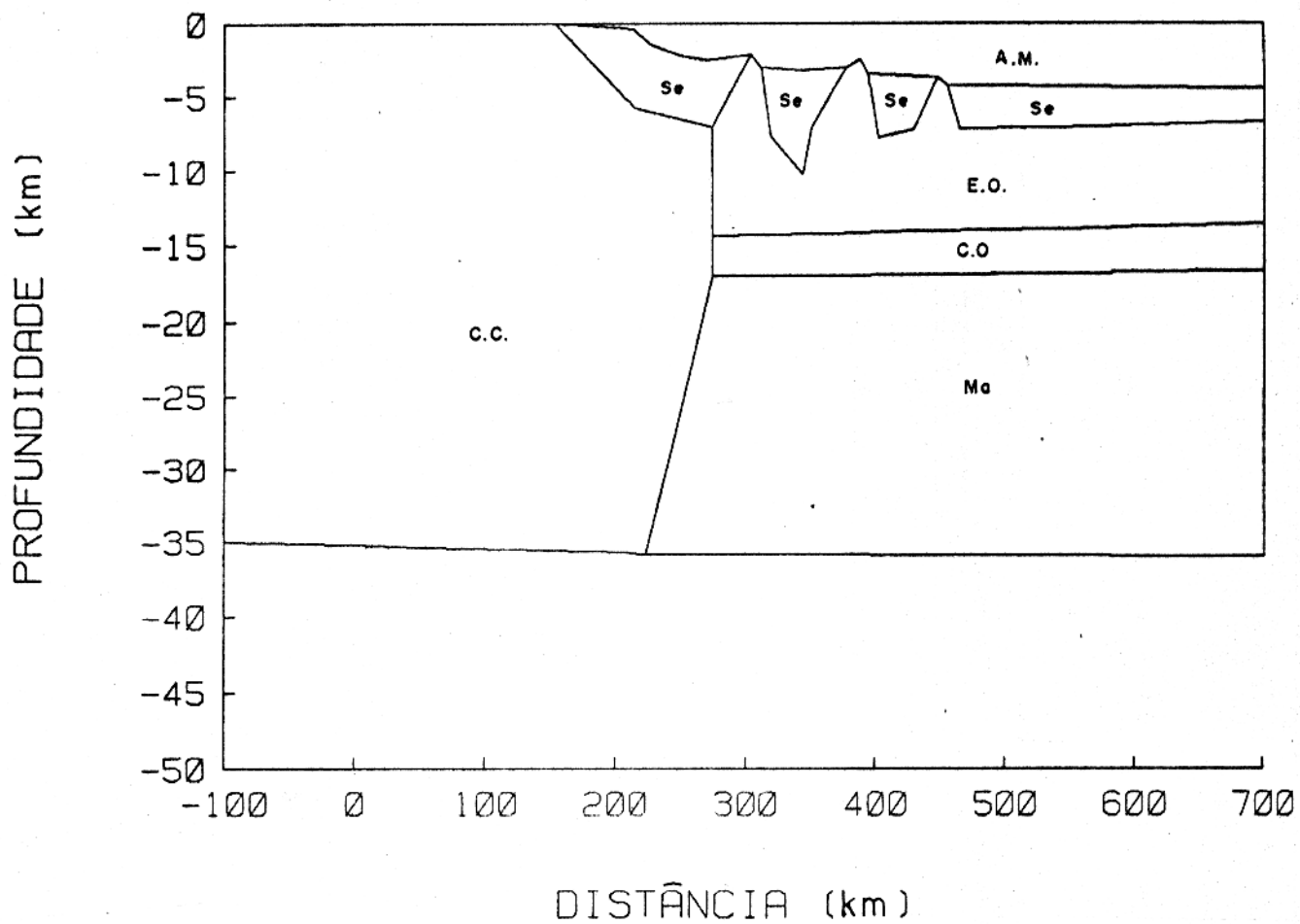


Figura 4.10 - Modelo sintético final obtido com a técnica LEVENBERG-FRANKLIN. No modelo, A.M. representa a camada de água do mar; Se. os sedimentos; E.O. o embasamento oceânico; C.C. a crosta continental; C.O. a crosta oceânica e Ma. o manto.

Foi introduzido na anomalia teórica relativa ao modelo sintético da Figura 4.5 um ruído pseudo-aleatório, uniformemente distribuído no intervalo de $[0,1]$ e gerado pela subrotina URAND (FORSYTHE et al., 1977).

A solução obtida com a aplicação da técnica COGGINS para o caso com ruído em relação ao ajuste de curvas (Figura 4.11) e aos valores encontrados para as correções dos parâmetros a resolver (Tabela 4.11) foi relativamente a mesma para o caso sem ruído, apresentada na Figura 4.7 e na Tabela 4.7, respectivamente.

A solução obtida para o modelo sintético com ruído (Figura 4.12) com a aplicação da técnica COGGINS também está coerente para o caso sem ruído (Figura 4.8). Comparando a Tabela 4.7 com a Tabela 4.11, relativas às correções dos parâmetros para os casos sem e com ruído, respectivamente, podemos constatar que as diferenças mais significativas se situam nos índices de ordem de busca 16 e 18, notadamente quanto ao valor em módulo e à mudança de sentido da correção. É possível ainda se observar uma pequena alteração na espessura das bacias sedimentares. A ocorrência desse fato sem nenhum controle no caso real poderia comprometer toda a interpretação quantitativa.

Comparando-se a Figura 4.7 com a Figura 4.11 pode-se observar que houve um melhor ajuste das curvas de anomalias gravimétricas em alguns trechos, notadamente acima dos 450 km. A explicação para este fato pode estar nas diferenças das correções observadas no parágrafo anterior, podendo-se destacar a influência do índice de busca 18, mostrado na Figura 4.6.

A solução obtida com a técnica LEVENBERG-FRANKLIN para o caso com ruído em relação ao ajuste de curvas (Figura 4.13) e dos valores encontrados para as correções dos parâmetros a resolver (Tabela 4.12) foi praticamente a mesma encontrada para o caso sem ruído, mostrada na Figura 4.9 e na Tabela 4.10, respectivamente.

Comparando o modelo sintético da Figura 4.10 com o da Figura 4.14 é possível observar que ocorreram pequenas alterações, notadamente quanto a profundidade do fundo das bacias sedimentares representadas pelos polígonos 4 e 5. Isto pode também ser observado comparando-se as correções relativas a esses parâmetros para os casos sem e com ruído, mostradas na Tabela 4.10 e na Tabela 4.12, respectivamente.

4.3 RESUMO

O emprego combinado das técnicas de inversão COGGINS e LEVENBERG-FRANKLIN mostrou-se adequado e eficiente para a interpretação quantitativa das anomalias gravimétricas

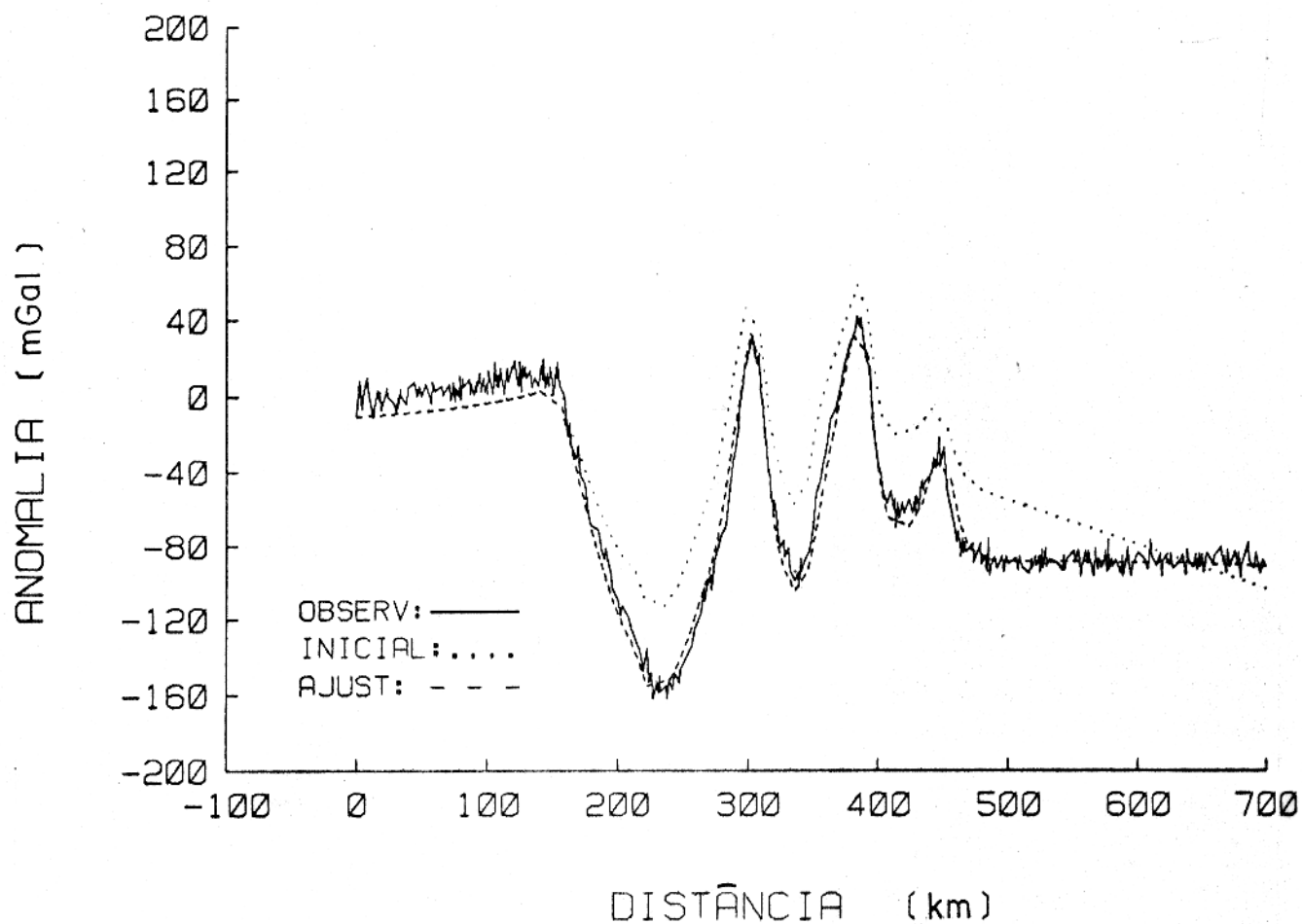


Figura 4.11 - Curvas de anomalias gravimétricas observada com ruído, inicial e ajustada obtidas com a aplicação da técnica COGGINS. Estas curvas correspondem aos modelos sintéticos original, perturbado e ajustado, respectivamente.

Tabela 4.11 - Correções aplicadas aos parâmetros do modelo sintético da Figura 4.6 obtidas com a técnica COGGINS, para o caso com ruído e em 1 iteração. A unidade das correções dos parâmetros identificados pelos índices de ordem de busca numerados de 1 a 16 é km, enquanto os demais é g/cm^3 . NC significa não calculado e NR significa não resolvido.

Índice de busca	Janela de dados do parâmetro	Correção do parâmetro	Função-objeto global	Função-objeto restrita
1	154,000–303,800	1,500	26.240	0
2	154,000–700,000	NR	NC	NC
3	311,600–377,500	1,817	2.655	0
4	311,600–377,500	1,500	2.007	0
5	394,250–447,600	1,770	2.678	0
6	394,250–447,600	0,179	2.727	0
7	455,600–700,000	1,267	25.510	0
8	455,600–700,000	NR	NC	NC
9	465,600–700,000	-0,500	7.822	0
10	274,000–700,000	0,500	43.900	0
11	274,000–700,000	1,285	32.910	0
12	224,000–700,000	0	35.880	0
13	274,000–700,000	-0,283	29.920	0
14	224,000–700,000	0	32.820	0
15	-100,000–700,000	0	62.020	0
16	-100,000–700,000	-2,497	61.400	0
17	Todo Modelo	0,015	60.380	60.380
18	Todo Modelo	-0,010	56.420	56.420
19	Todo Modelo	0,007	56.160	56.160
20	Todo Modelo	0	56.140	56.140

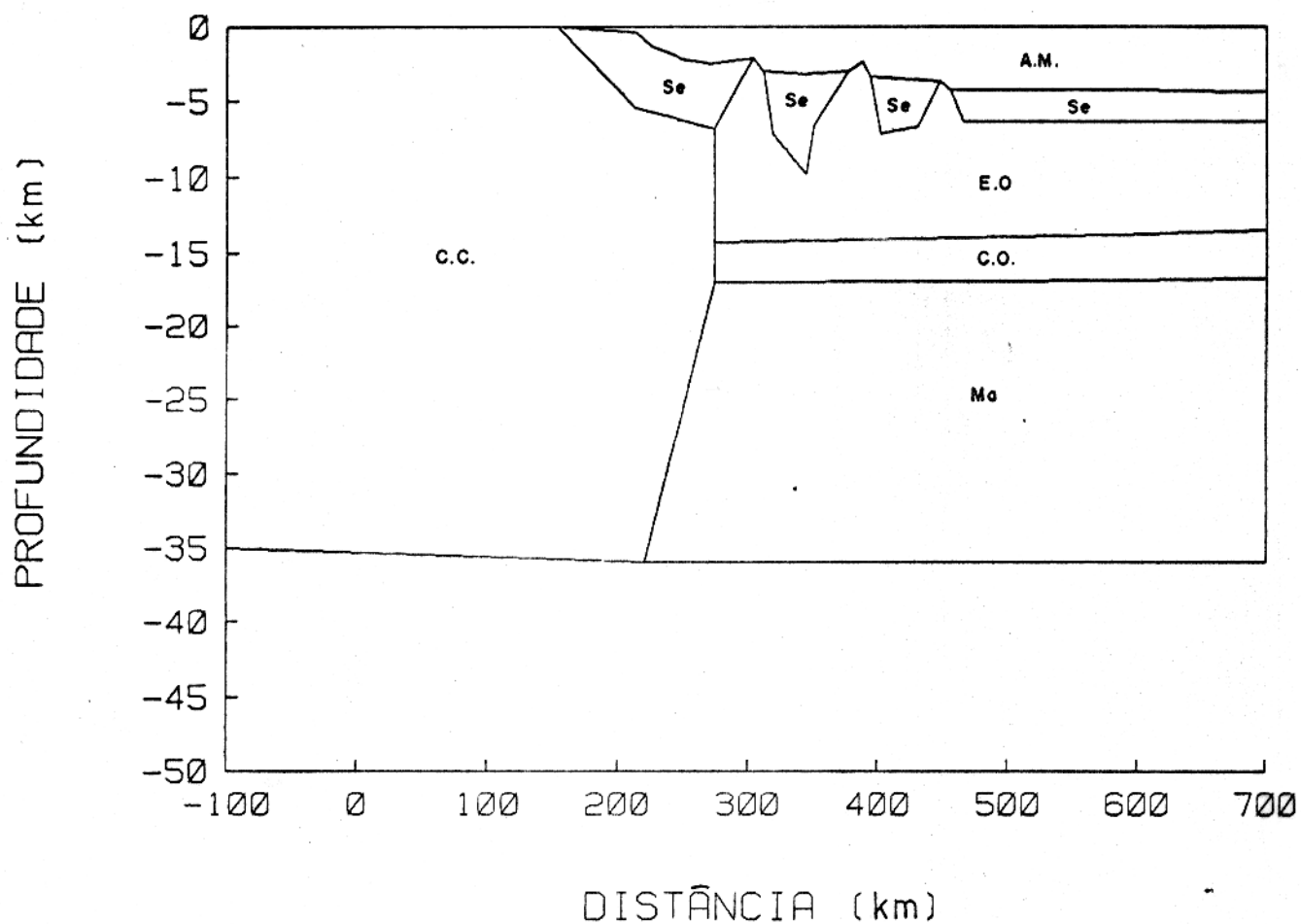


Figura 4.12 - Modelo sintético final com ruído obtido com a técnica COGGINS. No modelo, A.M. representa a camada de água do mar; Se. os sedimentos; E.O. o embasamento oceânico; C.C. a crosta continental; C.O. a crosta oceânica e Ma. o manto.

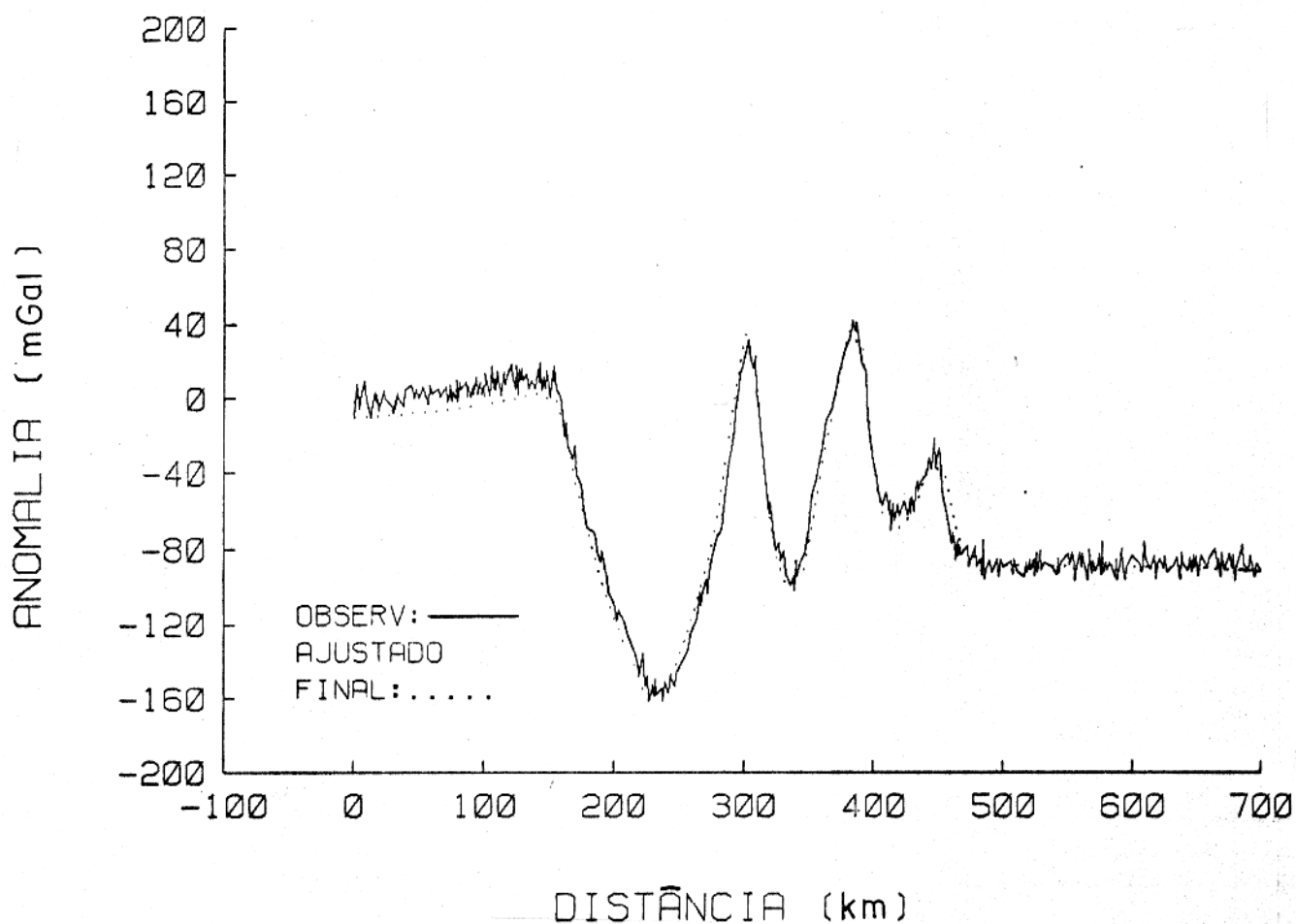


Figura 4.13 - Curvas de anomalias gravimétricas observada com ruído e final obtidas com a aplicação da técnica LEVENBERG-FRANKLIN em 1 iteração. Estas curvas correspondem aos modelos sintéticos original com ruído (Figura 4.10) e final (Figura 4.14).

Tabela 4.12 - Correções aplicadas aos parâmetros do modelo sintético da Figura 4.12 e seus respectivos desvios padrões obtidas com a técnica LEVENBERG-FRANKLIN em 1 iteração. A unidade das correções dos parâmetros identificados pelos índices de ordem de busca numerados de 1 a 16 é km, enquanto a dos demais é g/cm^3 .

Índice do parâmetro	Correção do parâmetro	Desvio padrão do parâmetro
1	-0,042	0,418
2	0,036	0,765
3	-0,031	0,348
4	0,033	0,448
5	-0,007	0,269
6	0,066	0,680
7	0,028	0,198
8	-0,176	0,926
9	0,042	0,354
10	-0,012	0,978
11	-0,006	0,969
12	-0,023	0,753
13	-0,001	0,918
14	-0,047	0,888
15	0,000	0,880
16	0,000	0,962
17	0,000	0,062
18	0,000	0,045
19	-0,001	0,314
20	0,002	0,036

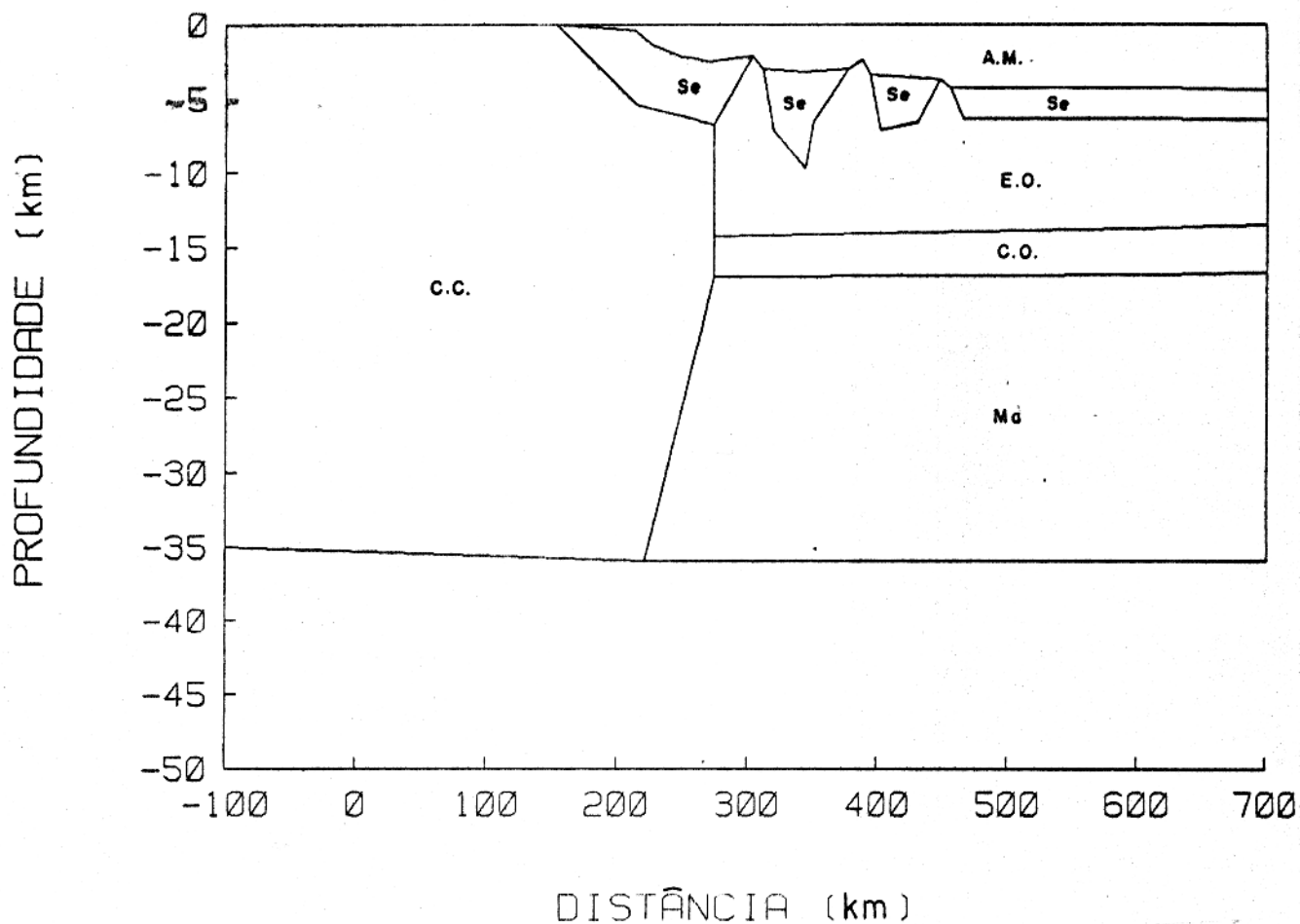


Figura 4.14 - Modelo sintético final obtido com a técnica de LEVENBERG-FRANKLIN para 1 iteração, a partir do modelo da Figura 4.12. No modelo, A.M. representa a camada de água do mar; Se. os sedimentos; E.O. o embasamento oceânico; C.C. a crosta continental; C.O. a crosta oceânica e Ma. o manto.

de um perfil sintético. Foi possível se efetuar o ajuste das curvas anômalas gravimétricas e, concomitantemente às alterações dos parâmetros do modelo, foram aplicados vínculos rigorosos aos parâmetros, como forma de restringir o problema da ambiguidade de soluções.

A aplicação dessa metodologia possibilita se mostrar a relação entre a sísmica de reflexão e a gravimetria através de um procedimento interativo para uma interpretação integrada desses dados. A partir desse processo é possível se redefinir os vínculos adotados, conduzindo a solução dentro de um contexto geológico.

CAPÍTULO 5

INTERPRETAÇÃO INTEGRADA DOS DADOS GEOLÓGICOS E GEOFÍSICOS

5.1 FORMA DE ABORDAGEM

A estratégia usada para a interpretação integrada dos dados geológicos e geofísicos observados na margem continental do Ceará foi a de se montar sobrepostos os perfis de: (i) batimetria; (ii) anomalia ar-livre; (iii) anomalia magnética; (iv) sísmica de reflexão multicanal interpretada e (v) o modelo geofísico-geológico representando a estrutura em subsuperfície.

O objetivo dessa montagem é obter uma estrutura ordenada e propícia para a correlação e a integração dos dados geológicos e geofísicos. Com o propósito de se evitar a redução excessiva na coordenada vertical dos perfis e do modelo, o que poderia dificultar a observação de detalhes, essa montagem foi dividida em duas figuras, correspondendo: (i) a Figura 5.9 aos perfis de batimetria, anomalia ar-livre e anomalia magnética e (ii) a Figura 5.10 a redução da seção 503 de sísmica de reflexão multicanal interpretada e o modelo em subsuperfície.

Inicialmente procurou-se obter o modelo geofísico representando a estrutura em subsuperfície, utilizando-se a seção 503 de sísmica de reflexão multicanal da margem continental do Ceará (Figura 4.1). Os principais objetivos desse modelamento são: (i) transformar na seção sísmica a coordenada tempo para profundidade, possibilitando a correlação direta com os dados potenciais; (ii) permitir uma correlação da sísmica de reflexão com a geologia através da definição de vínculos e (iii) destacar as feições da cadeia Norte-Brasileira, facilitando a definição de feições morfológicas e estruturais importantes para o delineamento do modelo geofísico, como por exemplo a fronteira entre as crostas continental e oceânica.

5.2 CÁLCULO DO MODELO GEOFÍSICO

O modelo inicial em subsuperfície adotado para a aplicação da metodologia de interpretação quantitativa das anomalias gravimétricas observadas na margem continental do Ceará é o apresentado pela Figura 4.2. A Figura 5.1 e a Figura 5.2 mostram a solução para

o ajuste das curvas de anomalias gravimétricas e para o modelo em subsuperfície obtido com a aplicação preliminar da técnica COGGINS, respectivamente.

É possível se observar na Figura 5.1 um significativo deslocamento das curvas de anomalias gravimétricas inicial e ajustada em relação à observada no sentido positivo do eixo horizontal. Essa discrepância pode evidenciar algum problema originado no processamento sísmico relacionado ao eixo da distância. Entretanto, o mais provável é que este deslocamento esteja relacionado com o efeito tridimensional da gravimetria que está sendo comparada com o efeito bidimensional da sísmica. A técnica COGGINS possibilita que se faça o ajuste das curvas através da escolha adequada dos parâmetros geométricos do modelo a serem modificados, isto é, definindo-se adequadamente os índices de ordem de busca.

A partir do modelo da Figura 5.2 procurou-se ajustar as curvas de anomalias da Figura 5.1 com uma segunda iteração da técnica COGGINS. Inicialmente, tentou-se modificar adequadamente as abscissas x de todos os polígonos utilizando-se duas janelas espaciais de dados; uma abrangendo todo o modelo e outra limitada pelos valores de x entre 165 e 220 km, isto é, na região onde se observa mais claramente o deslocamento. A Figura 5.3 e a Figura 5.4 mostram os resultados obtidos para o ajuste de curvas e para o modelo em subsuperfície, respectivamente. Os valores obtidos para as correções dos parâmetros foram de 5,507 km para a janela mais larga e 5,192 km para a mais estreita.

É possível se observar na Figura 5.3 que a correção correspondente à janela espacial de dados mais estreita deslocou a curva naquele setor melhorando o ajuste, notadamente quanto ao flanco esquerdo do alto crustal. Entretanto, a outra correção provocou uma piora do ajuste no setor abaixo dos 50 km.

Essa segunda iteração mostrou que em alguns casos é conveniente se trabalhar com janelas espaciais menores a fim de se buscar o ajuste das curvas por partes. Dessa forma, é possível se obter a correção mais adequada para um determinado parâmetro, por exemplo, pode-se corrigir a abscissa x de um determinado vértice de um polígono diferentemente de uma outra abscissa x de um outro vértice do mesmo ou de outro polígono. Entretanto, deve-se procurar restringir o número de índices de ordem de busca a fim de evitar o problema clássico da dimensão da matriz \bar{A} . No presente estudo procurou-se utilizar esta estratégia apenas nas regiões geologicamente mais complexas, isto é, sob o talude continental. O modelo mostrado na Figura 5.4 foi o ponto de partida para o início das iterações que levaram à solução final adotada para o problema.

Ao final de cada iteração os índices de ordem de busca foram sistematicamente analisados e, quando necessário, redefinidos. Dessa forma, estabeleceu-se um processo interativo baseado principalmente no ajuste das curvas anômalas e nas correções dos parâmetros.

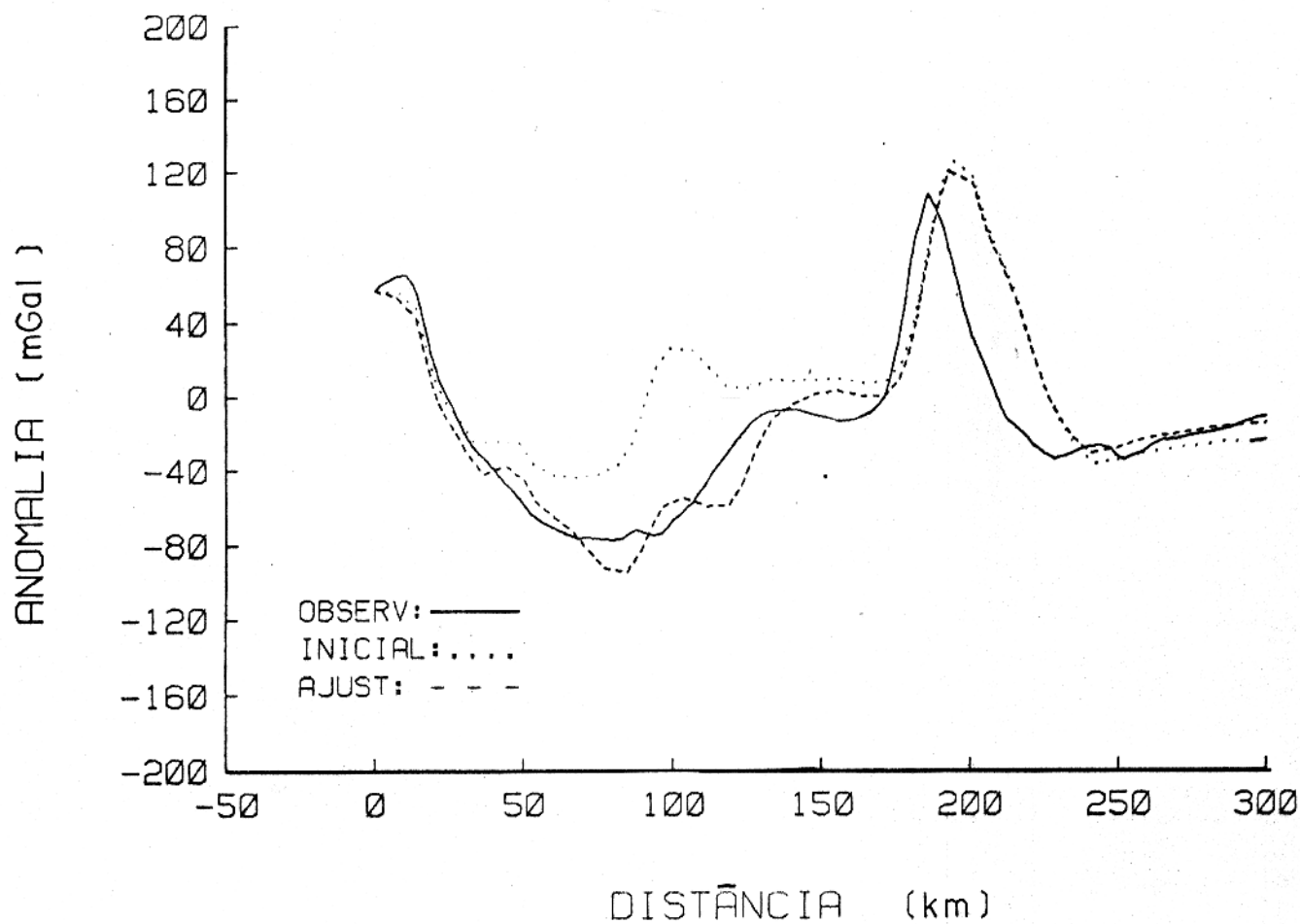


Figura 5.1 - Curvas da anomalias gravimétricas observada, inicial e ajustada obtidas com a técnica COGGINS. Estas curvas correspondem aos dados observados e aos modelos proposto (Figura 4.2) e ajustado (Figura 5.2) em subsuperfície, respectivamente.

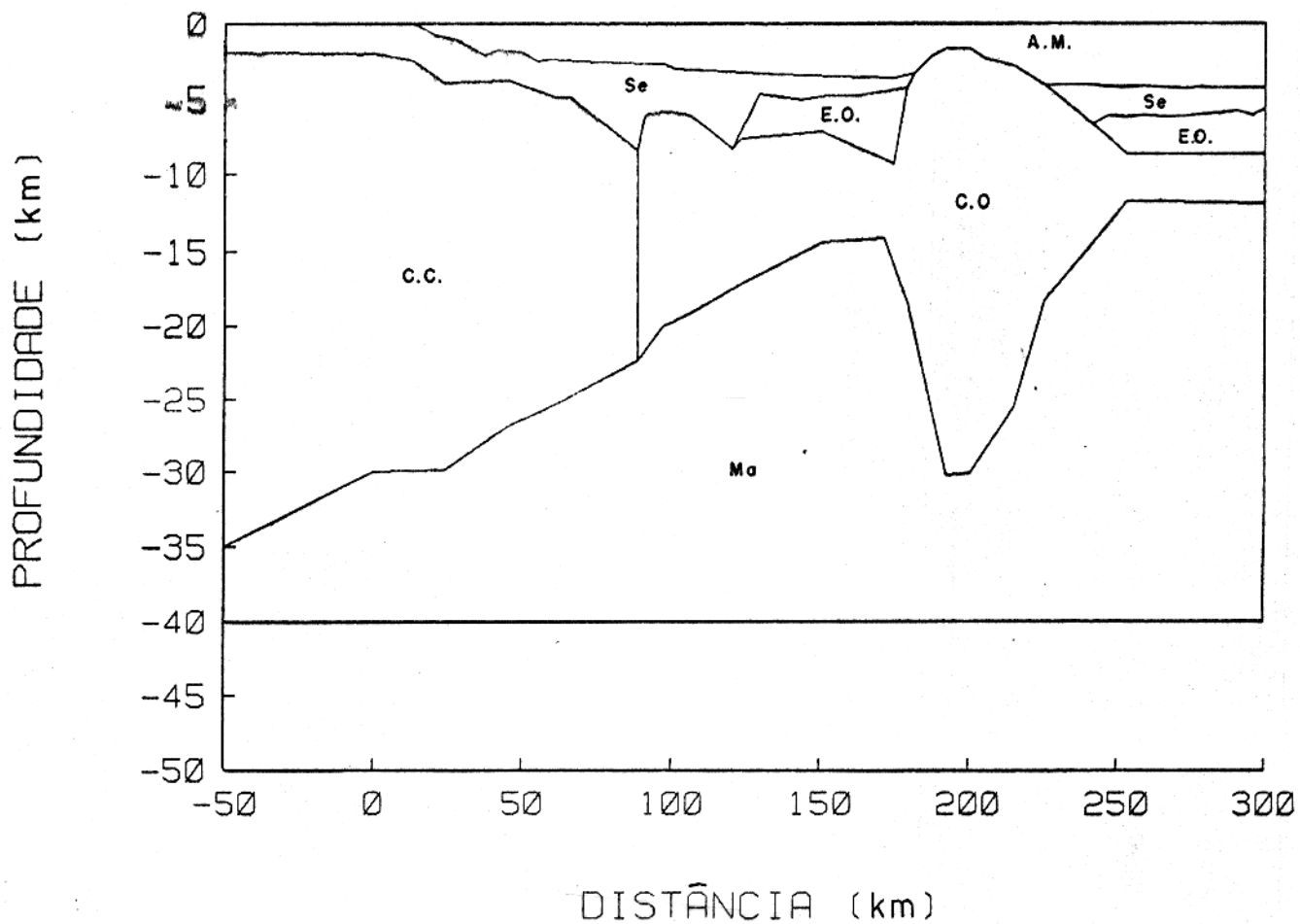


Figura 5.2 - Modelo em subsuperfície modificado a partir do modelo da Figura 4.2 com a técnica COGGINS. Na figura, A.M. representa a camada de água do mar; Se. os sedimentos; E.O. o embasamento oceânico; C.C. a crosta continental; C.O. a crosta oceânica e Ma. o manto.

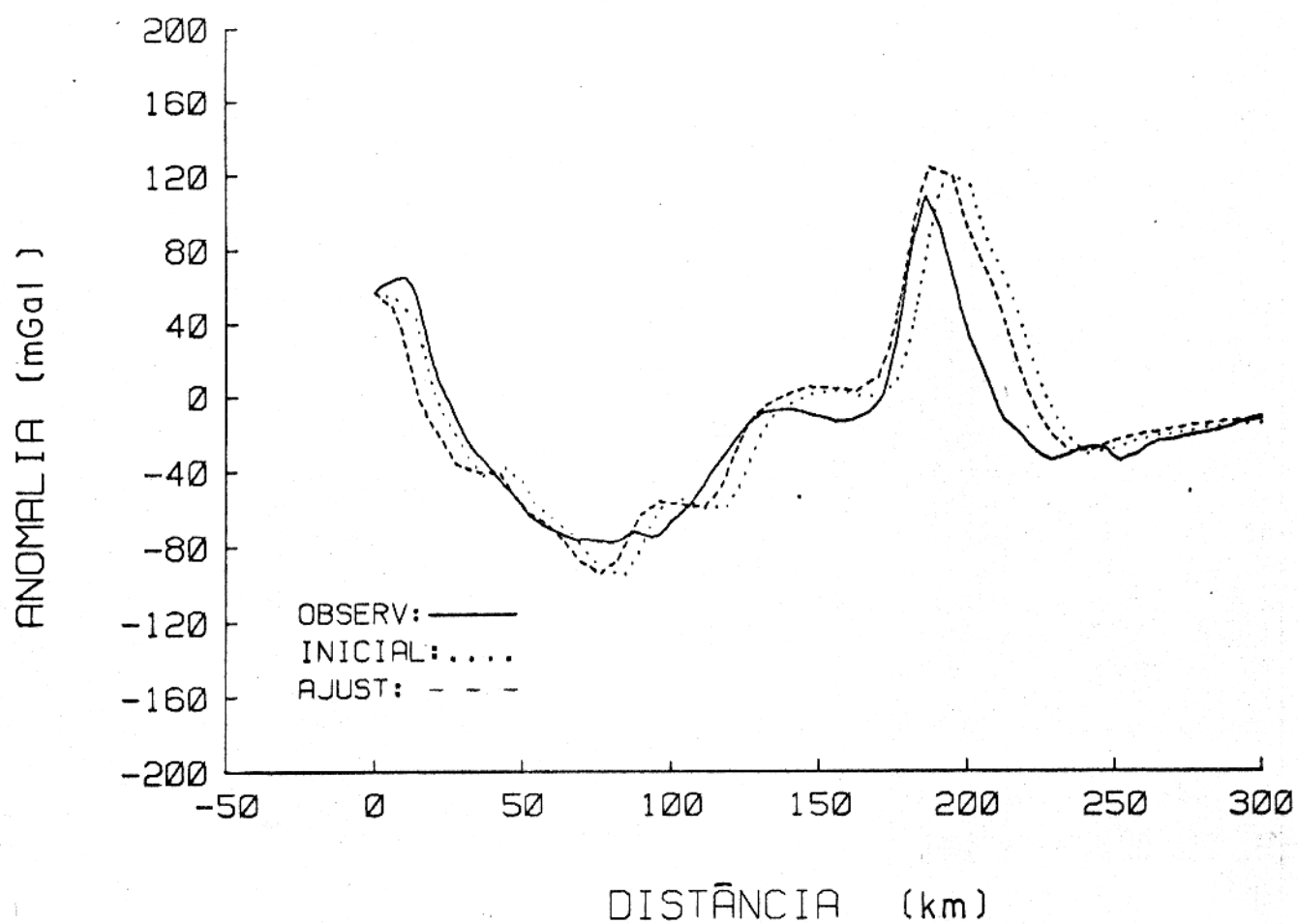


Figura 5.3 - Curvas da anomalias gravimétricas observada, inicial e ajustada obtidas com a técnica COGGINS. Estas curvas correspondem aos dados observados e aos modelos inicial (Figura 5.2) e ajustado (Figura 5.4) em subsuperfície, respectivamente.

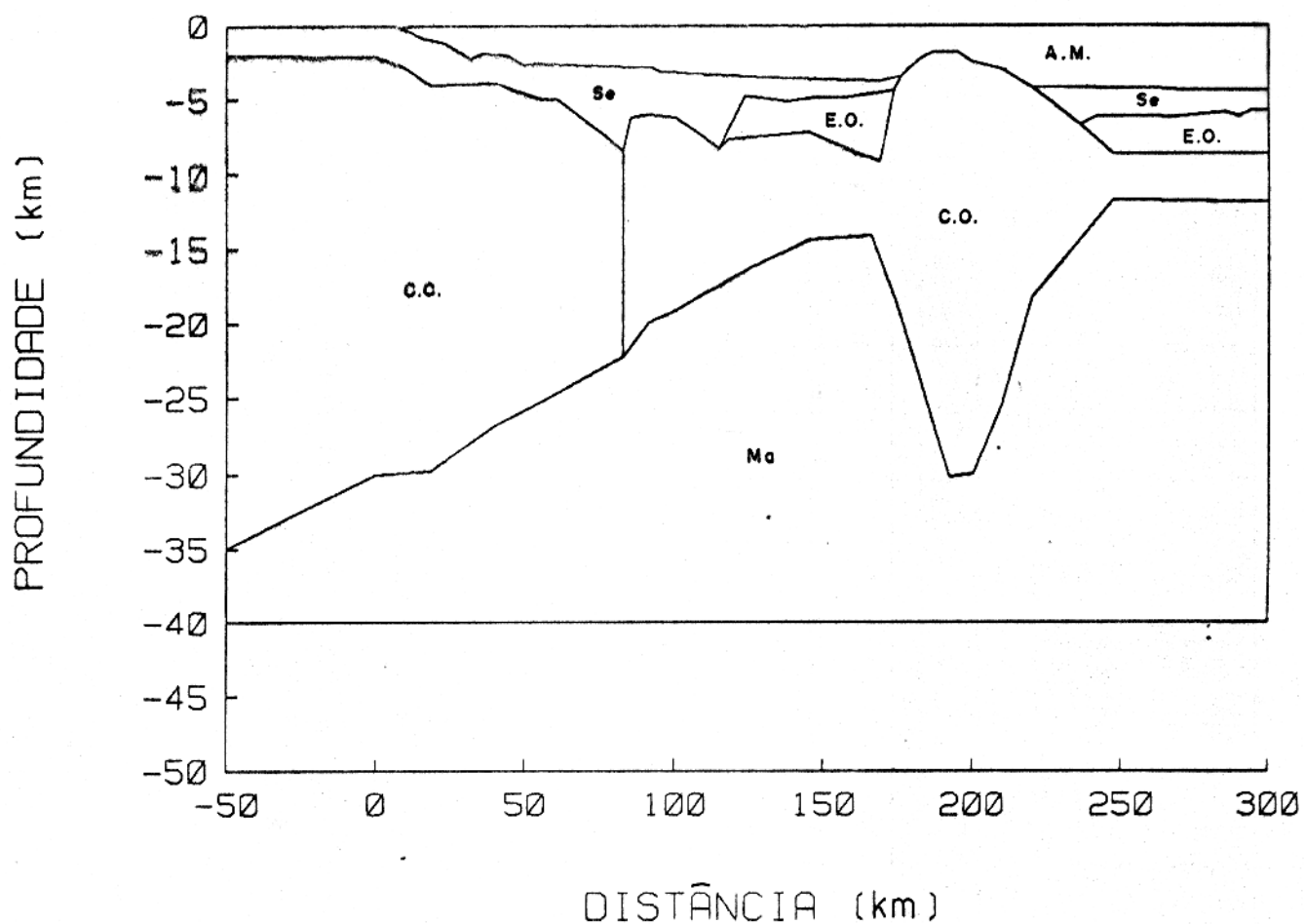


Figura 5.4 - Modelo em subsuperfície modificado a partir do modelo da Figura 5.2 com a técnica COGGINS. Na figura, A.M. representa a camada de água do mar; Se. os sedimentos; E.O. o embasamento oceânico; C.C. a crosta continental; C.O. a crosta oceânica e Ma. o manto.

A Figura 5.5 e a Figura 5.6 mostram, respectivamente, o ajuste das curvas de anomalias gravimétricas e a solução para o modelo em subsuperfície obtidos com a técnica COGGINS.

Foram utilizados três valores distintos para o incremento (δ_p) e para o limite de convergência (L_c) dos parâmetros. Iniciou-se com δ_p igual a 0,25 km e L_c igual a 0,025 km. Progressivamente, e em função do processo iterativo, os valores de δ_p e L_c foram reduzidos para 0,15 km e 0,025 km e, finalmente para 0,05 km e 0,005 km, respectivamente.

Excetuando-se o contraste de densidades do polígono de número 7, que representa a crosta oceânica (Figura 4.6), todos os outros foram mantidos inalterados durante a aplicação da técnica COGGINS. A razão para isto é que não se observou uma discrepância muito significativa nas amplitudes das anomalias gravimétricas fora da região de maior efeito daquela camada.

Em seguida, e a partir da solução obtida com a técnica COGGINS mostrada na Figura 5.6, aplicou-se a técnica LEVEMBERG-FRANKLIN. A Figura 5.7 e a Figura 5.8 mostram, respectivamente, o ajuste das curvas de anomalias gravimétricas e a solução para o modelo em subsuperfície. O desvio padrão nos dados observados foi de 4,7 mGal. Esse modelo corresponde à representação geofísica da estrutura em subsuperfície (Figura 4.1), em função da aplicação combinada das técnicas COGGINS e LEVEMBERG-FRANKLIN.

O modelo em subsuperfície mostrado na Figura 5.8 foi estudado quanto ao equilíbrio das massas em subsuperfície até a profundidade de 40 km. Foram calculados os efeitos em três posições diferentes: (i) sob a crosta continental, mostrada na Tabela 5.1; (ii) sob o alto crustal oceânico, mostrada na Tabela 5.2 e (iii) sob a crosta oceânica, mostrada na Tabela 5.3. Comparando-se as três tabelas pode-se constatar que essa solução satisfaz a Teoria da Isostasia de Airy.

Comparando-se os modelos proposto (Figura 4.2) e final (Figura 5.8) é possível se observar algumas discrepâncias, notadamente quanto as variações nas espessuras das camadas. As respostas para esses problemas foram avaliadas na seção sísmica da Figura 4.1, onde se procurou verificar os possíveis erros de interpretação sismoestratigráfica cometidos durante a definição dos refletores sísmicos. Esses refletores determinaram juntamente com a velocidade de propagação sísmica as espessuras das camadas. A uniformidade dessas velocidades ao longo de cada camada do modelo proposto em subsuperfície é também um fator que pode ter provocado essas discrepâncias.

Utilizando-se um processo iterativo entre os modelos inicial e final sistematicamente com a seção sísmica da Figura 4.1 após cada iteração, foi possível se reavaliar as velocidades de propagação sísmica adotadas inicialmente (Tabela 4.1 e Tabela 4.2). Os novos valores

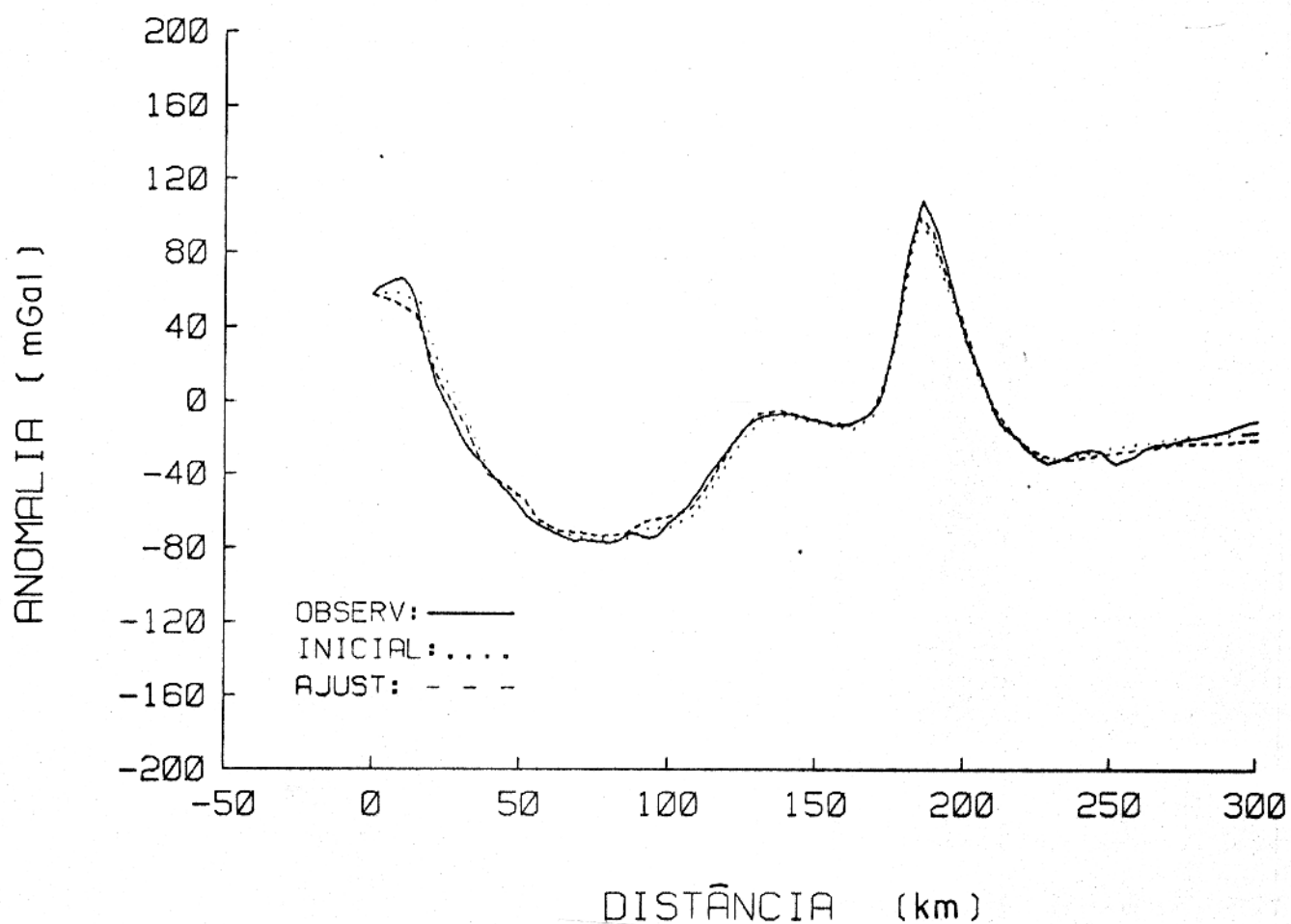


Figura 5.5 - Curvas da anomalias gravimétricas observada, inicial e ajustada obtidas com a técnica COGGINS. Estas curvas correspondem aos dados observados e aos modelos inicial e ajustado (Figura 5.6) em subsuperfície, respectivamente.

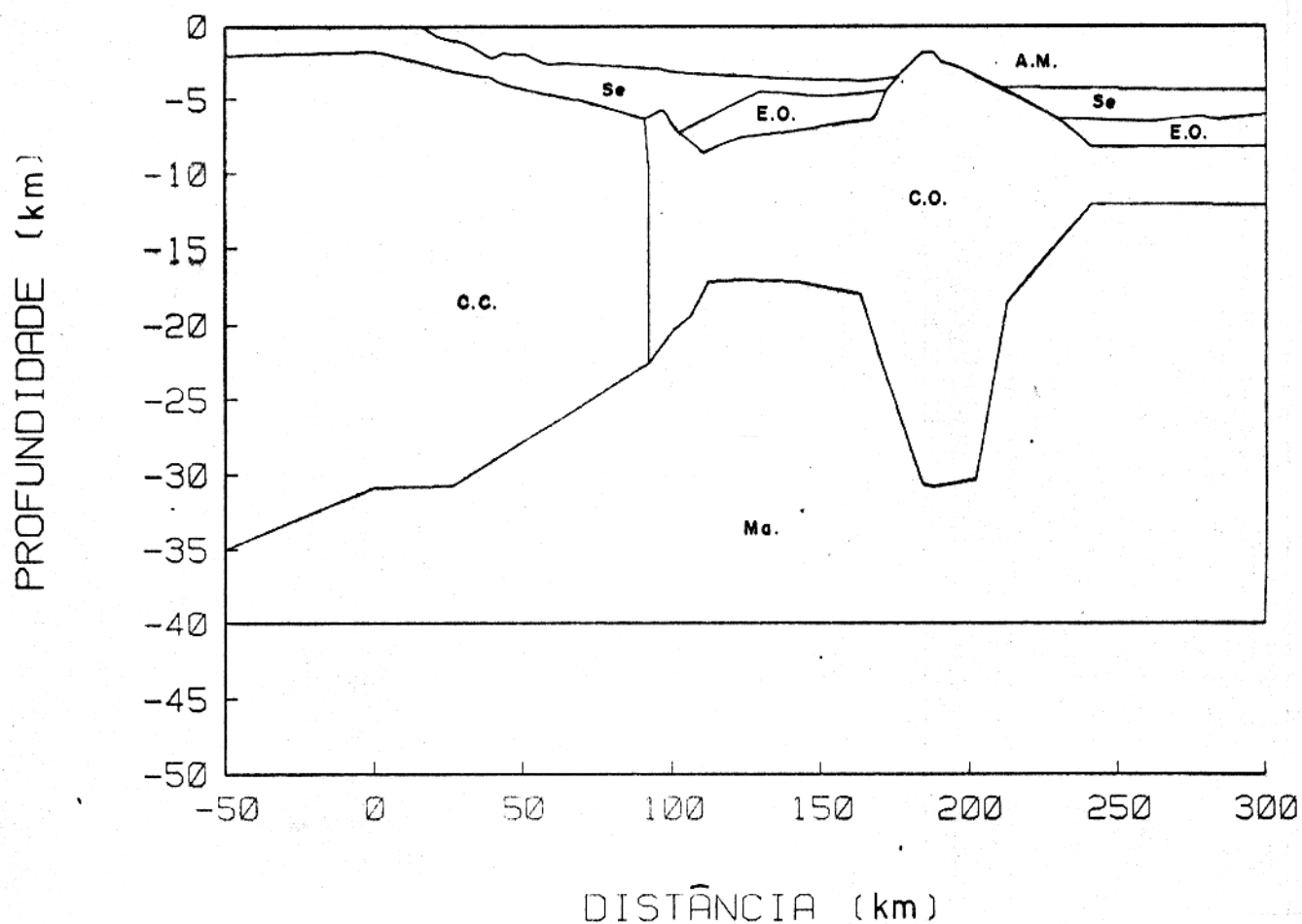


Figura 5.6 - Modelo em subsuperfície modificado sistematicamente a partir do modelo da Figura 5.4 com a técnica COGGINS. Esse modelo foi adotado como entrada para a técnica LEVEMBERG-FRANKLIN. Na figura, A.M. representa a camada de água do mar; Se. os sedimentos; E.O. o embasamento oceânico; C.C. a crosta continental; C.O. a crosta oceânica e Ma. o manto.

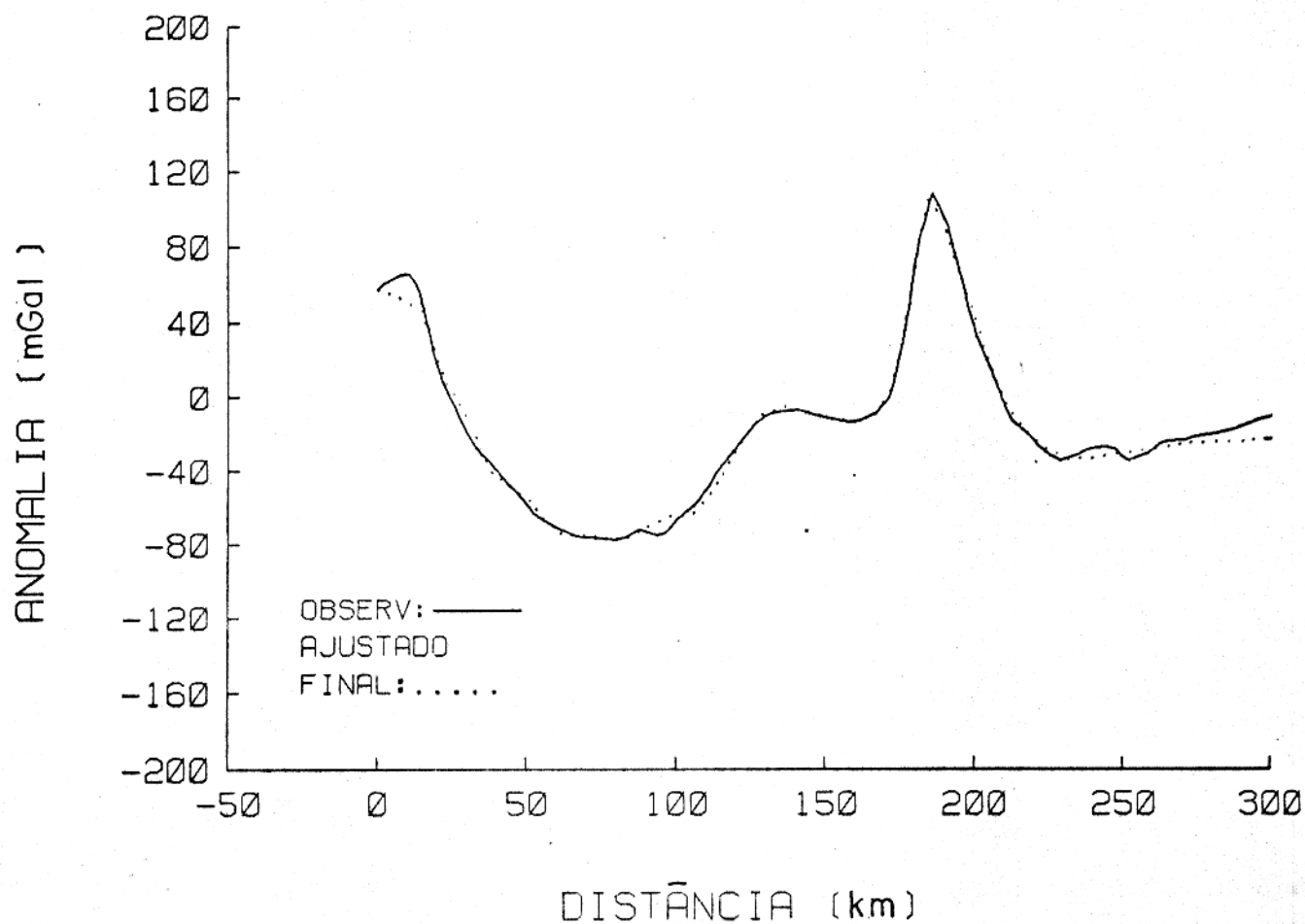


Figura 5.7 - Curvas de anomalias gravimétricas observada e ajustada final obtidas com a técnica LEVEMBERG-FRANKLIN. Estas curvas correspondem aos dados observados e à solução para o modelo em subsuperfície (Figura 5.8).

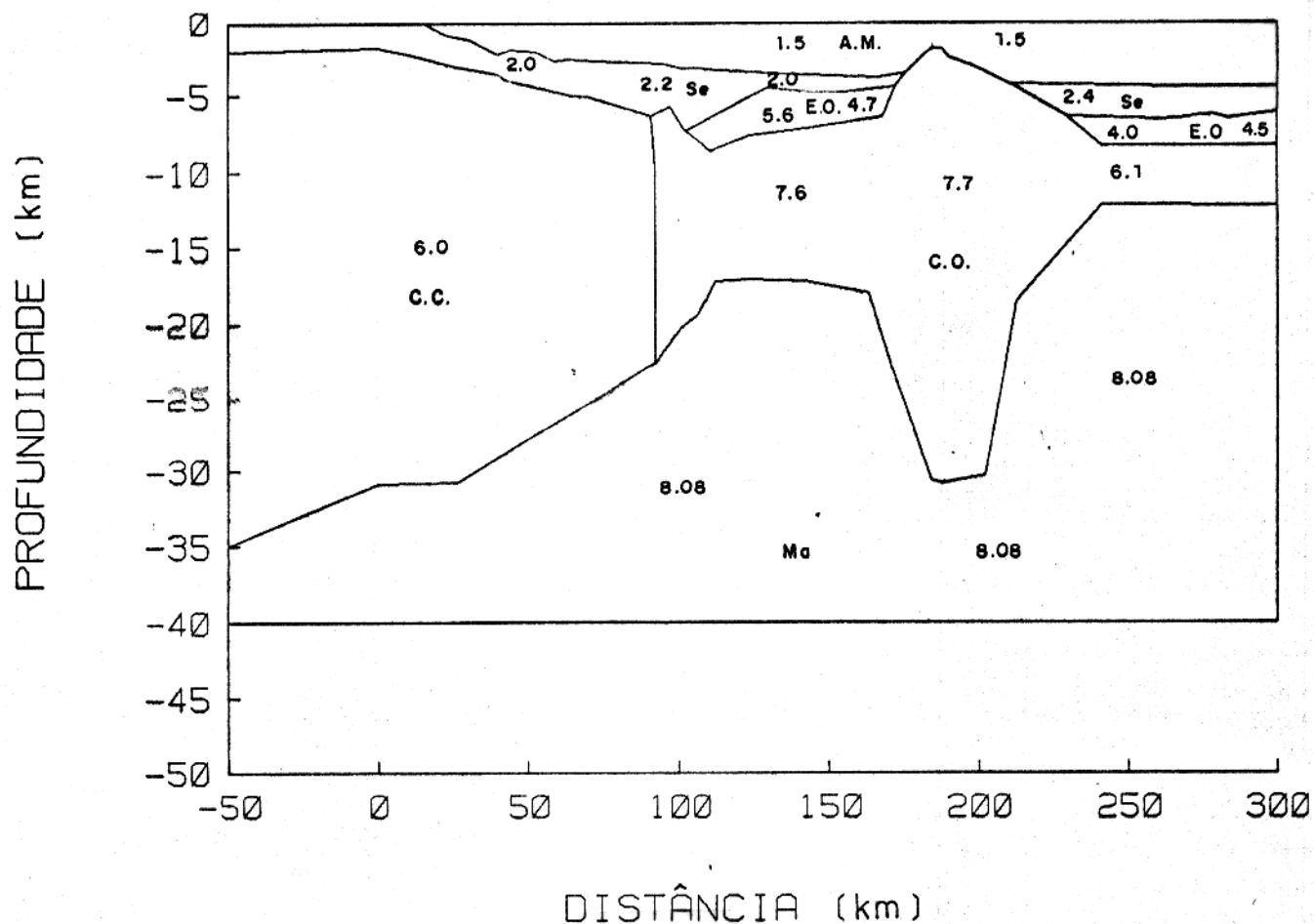


Figura 5.8 - Modelo em subsuperfície modificado a partir do modelo da Figura 5.6 com a técnica LEVENBERG-FRANKLIN. Esse modelo corresponde à solução final adotada e foi utilizado para compor a metodologia de interpretação integrada dos dados geológicos e geofísicos. Na figura, A.M. representa a camada de água do mar; Se. os sedimentos; E.O. o embasamento oceânico; C.C. a crosta continental; C.O. a crosta oceânica e Ma. o manto. Estão também mostradas as velocidades (km/s) médias de propagação sísmica ao longo das camadas obtidas a partir da interação do modelo com a seção sísmica da Figura 4.1.

Tabela 5.1 - Espessuras, densidades e cargas encontradas para as camadas que constituem a estrutura continental. Os valores das espessuras das camadas foram obtidos no início da seção, isto é, a zero km. Na última coluna são efetuados os cálculos parciais de carga de cada camada. Ao final é calculada a carga total da estrutura.

Continente			
Camadas	Espessura (<i>km</i>)	Densidade (<i>g/cm³</i>)	Carga $\times 10^5$ (<i>g/cm²</i>)
Sedimentos	2,0	2,00	4,0
Crosta	33,0	2,84	93,7
Manto	5,0	3,20	16,0
Total			113,7

Tabela 5.2 - Espessuras, densidades e cargas encontradas para as camadas que constituem a estrutura oceânica sob o alto crustal. Os valores das espessuras das camadas foram obtidos a meio daquela estrutura. Na última coluna são efetuados os cálculos parciais de carga de cada camada. Ao final é calculada a carga total da estrutura.

Alto Crustal			
Camadas	Espessura (<i>km</i>)	Densidade (<i>g/cm³</i>)	Carga $\times 10^5$ (<i>g/cm²</i>)
Água	1,8	1,03	1,1
Crosta	28,9	2,90	83,8
Manto	9,3	3,20	29,8
Total			114,7

estão apresentados na Tabela 5.4 e na Tabela 5.5. Esses valores representam a média das velocidades observadas ao longo de cada camada (Figura 5.8) e estão dentro das taxas de variações propostas por HOUTZ et al. (1977).

As densidades das camadas se mantiveram praticamente inalteradas conforme podemos constatar comparando a Tabela 4.1 com a Tabela 5.4 e a Tabela 4.2 com a Tabela 5.5. A única exceção ocorreu com a crosta oceânica a qual teve seu valor inicial reduzido para $2,90 \text{ g/cm}^3$. Entretanto, este valor ainda está dentro dos limites propostos por CARLSON & RASKIN (1984), WORZEL (1974).

5.3 INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS

Segundo KERR & KENN (1990), a batimetria deve ser utilizada como uma medida de apoio, fornecendo apenas uma posição provável para o pé do talude. Essa informação pode ser usada tanto para a fase de planejamento de um levantamento, para se restringir a área de pesquisa, quanto para a fase de interpretação, orientando para o foco do problema. No capítulo 3 foi possível se caracterizar a provável localização do pé do talude continental relativo ao perfil 503, ou seja, distância da costa de aproximadamente 100 km e profundidade em torno de 2.200 m.

No perfil batimétrico mostrado na Figura 5.9 pode-se destacar: (i) a quebra da plataforma a uma profundidade em torno de 50 m e a uma distância da costa de aproximadamente 60 km; (ii) a irregularidade no relevo do talude e (iii) o alto crustal oceânico que evidencia a presença de um corpo extrusivo. No capítulo 3 observou-se que todas essas feições fisiográficas e geológicas são características das margens continentais do tipo rifteada.

Segundo KENNETT (1982), a característica de irregularidade no relevo do talude reflete a instabilidade tectônica dessa feição fisiográfica. O autor (op. cit.) associa esta instabilidade com as zonas de falhamentos comuns nessas regiões. Na seção sísmica interpretada da Figura 5.10 pode-se destacar essas feições, respaldando a observação acima. Um exemplo disto é que a quebra da plataforma continental, que marca o início do talude, está associada a um falhamento, inclusive bastante profundo. É possível também se observar uma série de falhamentos na região provável para a localização do pé do talude, não sendo, contudo, possível associar um determinado falhamento ao pé do talude como foi feito com relação a quebra da plataforma. Apesar disso, é provável ainda que o pé do talude, que marca o seu fim, esteja também associado a um falhamento.

Outras feições importantes para o delineamento do modelo da margem continental podem ser identificadas na seção sísmica da Figura 5.10. Essas feições, abaixo descritas, possibilitam

Tabela 5.3 - Espessuras, densidades e cargas encontradas para as camadas que constituem a estrutura oceânica. Os valores das espessuras das camadas foram obtidos a 300 km do início da seção. Na última coluna são efetuados os cálculos parciais de carga de cada camada. Ao final é calculada a carga total da estrutura.

Oceano			
Camadas	Espessura (km)	Densidade (g/cm ³)	Carga x10 ⁵ (g/cm ²)
Água	4,4	1,03	4,5
Sedimentos	1,6	2,00	3,2
Embasamento	2,1	2,72	5,7
Crosta	3,95	2,90	11,4
Manto	27,95	3,20	89,4
Total			114,2

Tabela 5.4 - Densidades de camadas (ρ_c) e velocidades de propagação sísmica (v_s) para a estrutura continental obtidas a partir da solução encontrada para o modelo em subsuperfície da Figura 5.8. Na última coluna é feita uma observação explicando se a velocidade (v_s) foi ou não avaliada e qual o tipo desse valor.

Camadas	Densidades (ρ_c) (g/cm ³)	Velocidades (v_s) (km/s)	Observação
Água (1)	1,03	1,5	não avaliada
Sedimentos (2)	2,0	2,1	velocidade média
Crosta (3)	2,84	6,0	não avaliada
Manto	3,2	8,08	não avaliada

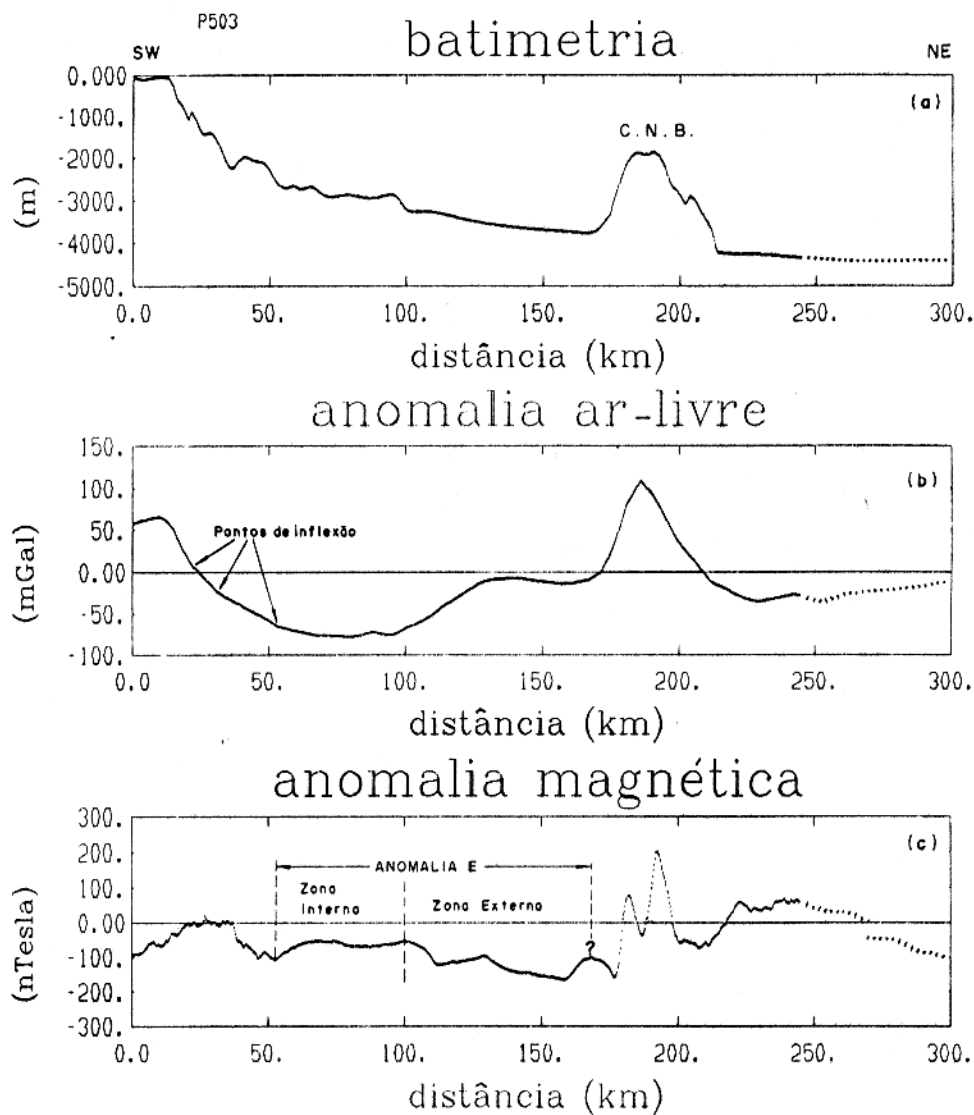


Figura 5.9 - Perfis sobrepostos de: (a) batimetria; (b) anomalia ar-livre e (c) anomalia magnética. O início do perfil corresponde à distância de aproximadamente 45,5 km da costa. A abreviação CNB corresponde a cadeia Norte-Brasileira. No perfil de anomalia magnética encontra-se delimitada a anomalia E, entre 50 e 150 km aproximadamente. A linha divisória que separa este padrão anômalo nas zonas interna e externa, associadas com a fronteira entre as crostas continental e oceânica, ocorre em torno de 100 km.

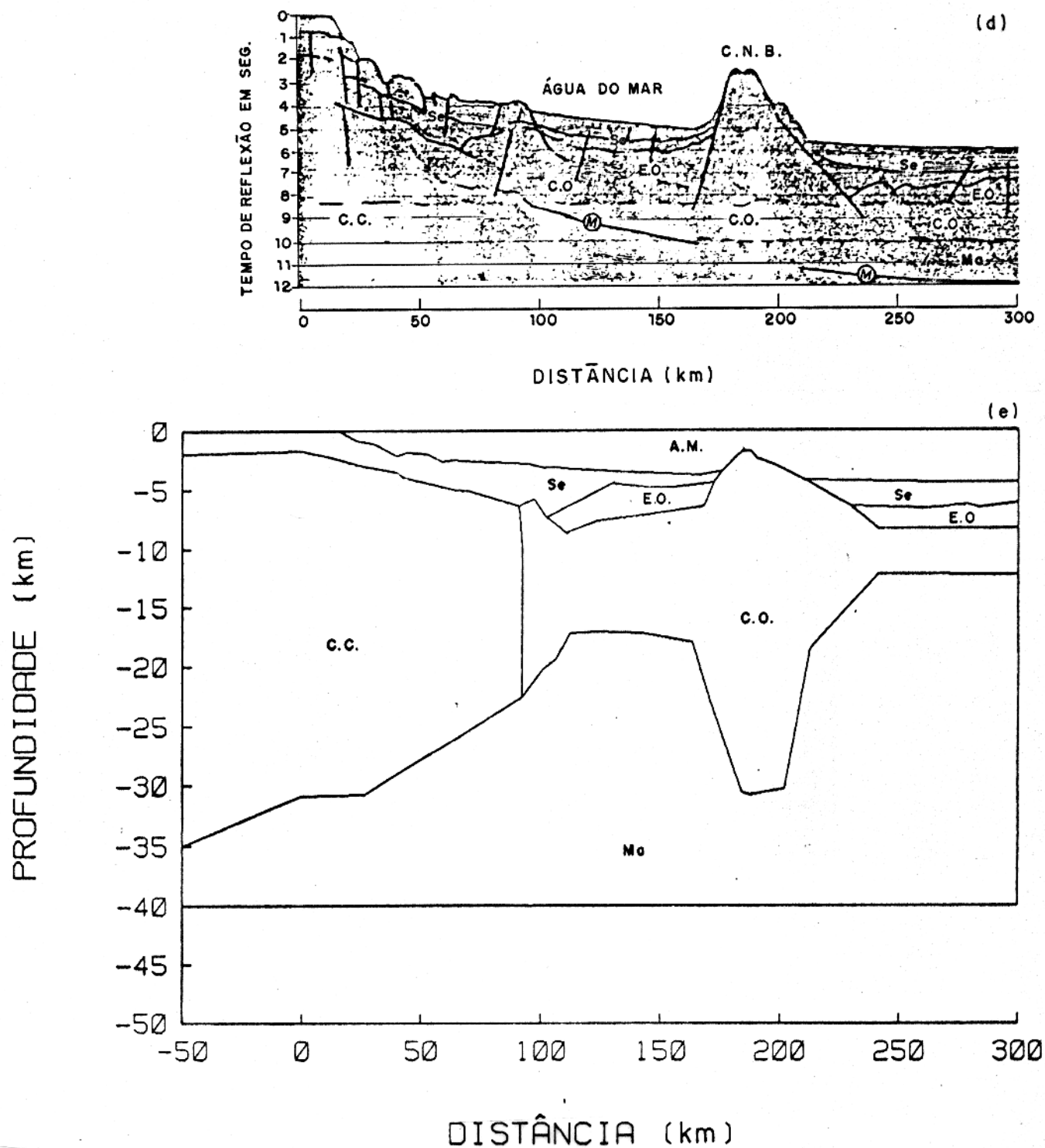


Figura 5.10 - Seção sísmica de reflexão multicanal interpretada (d) e o modelo em subsuperfície (e). O início da seção corresponde à distância de aproximadamente 45,5 km da costa. Nas figuras, A.M. representa a camada de água do mar; Se. os sedimentos; E.O. o embasamento oceânico; C.C. a crosta continental; C.O. a crosta oceânica; Ma. o manto e M corresponde à primeira múltipla.

correlaciona a geologia local com a sísmica e com os dados de campo potencial. Assim, tem-se:

(a) uma variação abrupta no relevo submarino a cerca de 180 km e a uma profundidade em torno de 4 km. Este alto fundo está associado ao alto crustal oceânico que corresponde a um segmento da cadeia Norte-Brasileira, mostrada no modelo da Figura 5.10;

(b) os contornos das bacias sedimentares profundas. As bordas das bacias estão associadas aos flancos das intrusões que tendem a barrar os sedimentos (Figura 5.10). O fundo das bacias pode ser identificado pela mudança do padrão de reflexão, normalmente contínuo e paralelo. Essa mudança de padrão frequentemente é marcada por um refletor mais forte;

(c) a sequência sedimentar está separada em duas unidades estratigráficas por um refletor mais forte, sendo a unidade superior um pouco mais espessa. A continuidade lateral da sequência sedimentar é interrompida pelos diferentes acidentes tectônicos observados na margem continental, tais como os falhamentos e a cadeia Norte-Brasileira;

(d) logo abaixo da sequência sedimentar, em torno de 7,5 s, observa-se um refletor bastante irregular que evidencia uma série de blocos basculados em ambos os lados da cadeia Norte-Brasileira e que estão mostrados na seção sísmica da Figura 5.10. Esse refletor foi interpretado como o topo do embasamento oceânico;

(e) um refletor forte e descontínuo em torno de 8,3 s ocorrendo próximo aos 300 km, interpretado como o topo da crosta oceânica. Através da correlação dos refletores foi possível se definir o embasamento oceânico na região entre 100 e 150 km da seção sísmica;

(f) um refletor forte e descontínuo a cerca de 10,2 s interpretado como a descontinuidade de Mohorovicic ou o topo do manto. Esse refletor desaparece a partir do flanco continental do alto crustal oceânico em direção ao continente, provavelmente em função da presença da primeira múltipla;

(g) a área mais provável de encontro entre as crostas continental e oceânica, através da definição do limite interno da cadeia Norte-Brasileira. Esse limite foi considerado como a forte descontinuidade que se observa nos refletores sísmicos próximo a 90 km.

Apesar dos inúmeros detalhes possíveis de serem identificados no perfil batimétrico e na seção sísmica, tanto em separado quanto em correlação com o modelo da Figura 5.10, eles ainda são insuficientes para se fazer uma ampla interpretação qualitativa da área. É necessário se integrar a essas informações geológicas os dados de campo potencial gravimétrico e magnético.

A anomalia ar-livre é bastante susceptível às variações topográficas do relevo submarino.

Comparando o perfil batimétrico (Figura 5.9) com a curva de anomalia ar-livre (Figura 5.9) é possível se observar que ela tende a refletir o comportamento suave de descida do talude e a forte subida do alto crustal oceânico.

Outra característica importante da curva de anomalia ar-livre é o comprimento de onda longo, que possibilita a sua correlação lateral com os contrastes de densidades das grandes unidades. Um exemplo disso é a correlação do contraste de densidades entre a crosta continental, os sedimentos e a água do mar, evidenciado pela geometria do talude (Figura 5.10), com a descida da curva de anomalia gravimétrica (Figura 5.9).

A tendência de estabilização da curva de anomalia ar-livre (Figura 5.9) ao final da descida pode ser interpretada como a perda do efeito gravimétrico dos contrastes de densidades entre as unidades acima descritas, a medida em que se distancia do talude em direção ao oceano, já que a geometria dessa feição é a principal responsável por aquela forma descendente da curva. Da forma como foi definido o pé do talude pela CNUDM, isto é, um ponto onde ocorre uma variação significativa da inclinação do talude na sua base, é provável que esse ponto esteja também representado da mesma forma significativa na curva de anomalia ar-livre, ou seja, como uma mudança na declividade dessa curva anômala. Apesar da diferença nas causas, as consequências estariam associadas e o resultado disto seria provavelmente que as coordenadas do pé do talude definido no perfil batimétrico, quando isto fosse possível, seriam as mesmas daquele ponto definido, talvez com maior facilidade, na curva de anomalia ar-livre.

Na curva de anomalia ar-livre (Figura 5.9) é possível se destacar, ainda que de forma aproximada, três pontos principais de inflexão que mostram a variação em declive negativo do efeito gravimétrico dos contrastes de densidades entre a crosta continental, os sedimentos e a água do mar, devido a geometria do talude. Estes pontos ocorrem em torno de 20, 31 e 52,5 km a partir do início do perfil, ou a 65,5, 76,5 e 98 km da costa, isto é, antes da estabilização da curva de anomalia ar-livre que denota a variação negativa do efeito gravimétrico enunciado acima. Os valores de anomalia ar-livre associados a esses pontos são 17,5, -22,6 e -63,5 mGal, estando o valor de base localizado no continente.

Segundo DEHLINGER & JONES (1965) as anomalias ar-livre observadas sobre o talude e o sopé continental variam em média de -25 a -50 mGal. Trabalhando com esses valores é possível situar o pé do talude na faixa de distância entre os dois últimos pontos de inflexão, isto é, 31 e 52,5 km, associados com as anomalias de -22,6 e -63,5 mGal.

No perfil batimétrico da Figura 5.9, na seção sísmica da Figura 5.10 e no correspondente modelo em subsuperfície é possível se identificar uma zona de notável instabilidade tectônica dentro da faixa de distância entre 30 e 60 km. Como existe a possibilidade do pé do talude estar associado a essa zona de instabilidade através dos falhamentos, é provável também que

ele tenha um valor de anomalia ar-livre próximo de -63.5 mGal.

Após o mínimo na curva de anomalia ar-livre (Figura 5.9) ocorre uma estabilização em torno de -76 mGal. Em seguida, observa-se uma rápida ascensão, novamente uma estabilização em torno de -10 mGal e um máximo de anomalia atingindo cerca de 107 mGal. A partir desse pico ocorre finalmente uma estabilização em torno de -22 mGal. Estas feições anômalas podem ser associadas ao contraste de densidades entre a crosta continental, a crosta oceânica e o manto evidenciado pela sua geometria. Isto pode ser observado comparando-se o perfil de anomalia ar-livre da Figura 5.9 com o modelo da Figura 5.10.

Segundo FAINSTEIN & MILLIMAN (1979) as anomalias magnéticas da margem continental do nordeste brasileiro parecem estar relacionadas com as estruturas oceânicas, notadamente quanto às elevações submarinas de origem vulcânicas e as zonas de fraturas. A característica magnética observada no talude, bancos e platôs marginais é normalmente diferente daquela registrada no continente, conforme podemos constatar no perfil de anomalia magnética (Figura 5.9). Uma razão para essa diferença de padrão é que essas feições estão normalmente associadas com as zonas de instabilidade tectônica que ocorrem nessas áreas e que exercem uma forte perturbação magnética.

A interpretação qualitativa de um perfil de anomalia magnética observado em uma margem continental do tipo rifteada quase sempre possibilita a identificação da região mais provável para o contato entre as crostas continental e oceânica. BOTT (1982) considera que a borda do lado oceânico da anomalia magnética de padrão relativamente plano, característica nessas regiões, marca o limite entre a crosta continental e o embasamento oceânico. Entretanto, o autor reconhece que nem sempre é possível se identificar esse padrão magnético plano e cita como exemplo as margens continentais do oceano Atlântico Central, onde se constata a existência de uma zona magnética quieta, denominada de anomalia E.

Segundo SHERIDAN (1974) a região de transição entre as crostas continental e oceânica ocorre sob o talude e pode ser identificada em algumas regiões por uma cadeia do embasamento oceânico, a qual está associada a anomalia E. TALWANI & ELDHOLM (1972) consideram que a anomalia E está associada ao embasamento continental e argumentam mostrando que as correspondentes anomalias ar-livre indicam que rochas mais densas estão localizadas abaixo e a partir da quebra da plataforma, definindo sequencialmente a linha de charneira para a subsidência do talude e do sopé continental.

RABINOWITZ (1974) caracteriza a anomalia E com os seguintes padrões: (i) amplitudes que variam entre 20 e 50 nTesla, aproximadamente; (ii) se localiza do lado oceânico do baixo gravimétrico anômalo associado ao talude continental; (iii) possui uma largura de até 150 km associada a um alto gravimétrico anômalo; (iv) as zonas externas são fortemente perturbadas

e (iv) o efeito responsável está a uma profundidade média entre 3 e 4,5 km.

O autor (op. cit.) observa ainda que a anomalia E pode ser subdividida em duas zonas: interna e externa. A zona interna estaria associada ao embasamento continental que sofreu subsidência, enquanto a externa ao embasamento oceânico. Dessa forma, a linha divisória estaria associada com a fronteira entre as crostas continental e oceânica. No referido trabalho, o autor consegue identificar em quase todos os 19 perfis interpretados um mesmo padrão de anomalia magnética. Este padrão é caracterizado por um alto local cujo ponto de máximo marcaria o limite entre as zonas interna e externa e, conseqüentemente, a fronteira entre as crostas continental e oceânica.

Apesar dos estudos dos autores citados não abrangerem o oceano Atlântico Central é possível se reconhecer padrões semelhantes por eles propostos no perfil magnético anômalo mostrado na Figura 5.9. Assim, podemos destacar:

(a) no trecho compreendido entre 50 e 100 km, aproximadamente, é possível se observar um padrão semelhante ao proposto por BOTT (1982). A borda externa desse padrão coincide com o limite entre a crosta continental e o embasamento oceânico, conforme podemos constatar no modelo em subsuperfície mostrado na Figura 5.10;

(b) no trecho compreendido entre 50 e 170 km, aproximadamente, é possível se reconhecer um padrão semelhante a anomalia E. Pode-se identificar tanto as pequenas amplitudes anômalas, que caracterizam a quietude magnética, quanto as zonas externas fortemente perturbadas. A profundidade da anomalia nesse setor ocorre entre 2,5 e 4,5 km, aproximadamente;

(c) é possível também subdividir o padrão anômalo observado na margem continental do Ceará utilizando-se o mesmo critério de RABINOWITZ (1974). Próximo aos 100 km ocorre um alto magnético local seguido de uma significativa descendência da curva anômala. No modelo em subsuperfície mostrado na Figura 5.10 é possível se observar que neste mesmo local ocorre o encontro provável entre as crostas continental e oceânica;

(d) a cerca de 52 km é possível se observar um ponto de mínimo local marcando o fim de uma zona magnética visivelmente perturbada e o início de uma zona magnética estável. É provável que esse ponto estabeleça a borda interna da anomalia E. Coincidentemente, a cerca de 52 km da curva de anomalia ar-livre (Figura 5.9) está localizado o terceiro ponto de inflexão associado com a perda de efeito gravimétrico dos contrastes de densidades entre a crosta continental, os sedimentos e a água do mar, evidenciado pela geometria do talude. É provável que o ponto de mínimo associado com a borda interna da anomalia E esteja associado a esse ponto de inflexão da curva de anomalia ar-livre e ambos possam ser associados ao pé

do talude continental;

(e) entre as distâncias de 100 e 160 km é possível se observar uma resposta magnética refletindo as feições mais rasas do embasamento oceânico. Essa é a principal característica do campo magnético anômalo e que foi observada pelas equipes de bordo do NOc. Almirante Câmara durante a aquisição dos dados. Por esta razão, seria impossível se reconhecer o contorno da interface crostas-manto utilizando-se a curva anômala magnética (Figura 5.9);

Tabela 5.5 - Densidades de camadas (ρ_c) e velocidades de propagação sísmica (v_s) para a estrutura oceânica obtidas a partir da solução encontrada para o modelo em subsuperfície da Figura 5.8. Na última coluna é feita uma observação explicando se a velocidade (v_s) foi ou não avaliada e qual o tipo desse valor.

Camadas	Densidades (ρ_c) (g/cm^3)	Velocidades (v_s) (km/s)	Observação
Água	1,03	1,5	não avaliada
(1) Sedimentos	2,0	2,2	velocidade média
(2) Embasamento	2,72	4,6	velocidade média
(3) Crosta	2,9	7,1	velocidade média
(4) Manto	3,2	8,08	não avaliada

CAPÍTULO 6

CONCLUSÃO

Segundo a CNUDM, o pé do talude continental é definido pelo ponto onde se observa a variação máxima do gradiente do talude na sua base. Com relação a essa definição, pode-se inferir duas hipóteses para a sua localização: (i) que o termo gradiente é utilizado como sinônimo de declividade, isto é, o grau de inclinação do talude e (ii) que a curva batimétrica deve ser o meio para se localizar esse ponto. Apoiado nessas duas hipóteses, é possível se sugerir uma outra definição para o pé do talude, talvez mais clara, isto é, o ponto onde ocorre a variação máxima da característica de declividade (ou grau de inclinação) do talude na sua base, isto é, média de 4°. Convém lembrar que FAIRBRIDGE (1966) sugeriu o valor de inclinação de 1:40, isto é, de 1° para esse ponto.

Para se definir o pé do talude baseado na curva batimétrica seria necessário inicialmente se ajustar um polinômio a ela, a fim de se suavizar o efeito da irregularidade no relevo do talude, devido às suas características morfológicas e geológicas. Dessa forma, além de se alterar o perfil do talude, ainda seria difícil determinar esse ponto de variação máxima da declividade na curva ajustada sem ambiguidade, em função do seu pequeno ângulo de mergulho (subhorizontal). Isto sem mencionarmos os problemas provenientes da presença de feições como o guyot do Ceará, na base do talude.

A estratégia de se identificar inicialmente o pé do talude através de um perfil batimétrico, apesar de conveniente, não é necessária para a aplicação da metodologia aqui abordada, em função de se ter incluída a interpretação quantitativa da anomalia ar-livre, que gera o modelo em subsuperfície. O perfil batimétrico foi usado como vínculo para os parâmetros geométricos do modelo relativos ao polígono que representa a camada de água.

O uso do modelamento geofísico amplia o horizonte de informações morfológicas, geológicas e estruturais, fornecendo subsídios para a integração dos dados aludidos, o que não é possível apenas com a batimetria. Dessa forma, durante a interpretação integrada dos dados toda característica proveniente dos dados de campo potencial que possivelmente pudesse estar associada ao pé do talude ou outra feição importante, como por exemplo a zona de transição entre as crostas continental e oceânica, se não encontrasse respaldo no modelo geofísico em

subsuperfície era descartada.

O uso combinado das técnicas de inversão COGGINS e LEVEMBERG—FRANKLIN para a interpretação quantitativa das anomalias ar—livre observadas no perfil 503 foi capaz de explicar o sinal anômalo, obtendo um modelo para a subsuperfície. Durante a aplicação da técnica COGGINS foi possível se estabelecer um processo iterativo entre a sísmica e a gravimetria, possibilitando a redefinição de alguns vínculos geológicos, através dos índices de ordem de busca e dos incrementos dos parâmetros e limites de convergência, o que permitiu satisfazer o caráter geológico da solução do problema. O modelo foi testado quanto ao equilíbrio isostático, segundo a teoria de Airy. Assim, o modelamento matemático mostrou—se uma técnica importante para subsidiar fisiográfica e geologicamente a interpretação integrada dos dados geológicos e geofísicos, notadamente quanto às correlações baseadas nas características singulares das curvas, tais como os pontos de máximo e mínimo.

A metodologia de interpretação integrada dos dados geológicos e geofísicos mostrou—se capaz de identificar e associar as características fisiográficas, sísmicas, gravimétricas e magnéticas do pé do talude continental, dando subsídios para a sua localização. Apesar dessa interpretação ter sido baseada em apenas um perfil é bem provável que as correlações entre: (i) a localização fisiográfica do pé do talude do perfil 503, cuja distância da costa é de aproximadamente 100 km (± 54 km do início do perfil) e a profundidade em torno de 2.200 m; (ii) o terceiro ponto de inflexão na curva de anomalia ar—livre, que denota a perda de efeito gravimétrico do contraste de densidades entre a crosta continental, os sedimentos e a água do mar, evidenciado pela geometria do talude, a cerca de 52,5 km do início do perfil; (iii) a zona de instabilidade tectônica mostrada pela sísmica de reflexão multicanal e pela batimetria; (iv) a borda interna da anomalia E, identificada pelo fim de uma zona perturbada e início de uma zona magnética da amplitude pequena, associada a um ponto de mínimo local ocorrendo aos 52,4 km e (v) a linha divisória entre as zonas interna e externa da anomalia E e a fronteira entre as crostas continental e oceânica, não sejam apenas coincidências.

Dada a rigorosidade na estratégia adotada para a aplicação da metodologia de interpretação integrada dos dados geológicos e geofísicos e em função do número de coincidências observadas nas correlações desses dados é provável que, se não todas, pelo menos algumas delas realmente possam ser confirmadas, permitindo a localização do pé do talude de forma sistemática e precisa. A condição para isto é a aplicação dessa metodologia em um número maior de perfis ao longo da margem continental, por exemplo, do Ceará. O afastamento das linhas de perfilagens para esse fim não deve exceder a 1 mn (cerca de 2 km).

Baseado na interpretação integrada dos dados foi possível se estabelecer a localização

Tabela 6.1 - Valores encontrados para a localização do pé do talude do perfil 503.
A distância considerada é a partir do início do perfil.

Dado	Distância no perfil (km)	Profundidade (m)	Observação
Batimétrico	42 a 54,5	2.016 a 2.688	baseado no cap. 3
Gravimétrico	52,5	2.613	-63,5 mGal
Magnético	52,4	2.556	-106 nTesla
Sísmico	20 a 70	1.000 a 3.000	associado com a zona de falhamento no talude

provável para o pé do talude do perfil 503, em função da batimetria, gravimetria, magnetometria e sísmica de reflexão multicanal, mostrada na Tabela 6.1. Essa tabela mostra que possivelmente a solução do problema, isto é, a localização do pé do talude esteja em um ponto próximo a 52 km (com 1% de erro) do início do perfil batimétrico, correspondendo a uma profundidade em torno 2.500 m (com 5% de erro). As porcentagens de precisão foram calculadas em função dos limites de distância para a identificação das características de campo potencial, isto é, 0,5 km e os limites de profundidade correspondentes no perfil batimétrico, ou seja, cerca de 120 m. As coordenadas geográficas desse ponto provável são: Latitude = $02^{\circ}37',4S$ e Longitude = $038^{\circ}57',6W$.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBUQUERQUE, A.T.M. & MARQUES, J.A.R. 1991. O Brasil e a nova Lei do Mar. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 2., Salvador, 1991. *Anais*. Salvador, SBGf. v.2, p. 583-587.
- AL-CHALABI, M. 1971. Interpretation of gravity anomalies by non-linear optimization. *Geophysical Prospecting*. 20: 1-16.
- ASMUS, H.E. 1984. Geologia da margem continental brasileira. In: BRASIL.DNPM. **Geologia do Brasil**; texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília. p. 429-472.
- ASMUS, H.E. & PORTO, R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém, 1972. *Anais*. Belém, SBG. v.2, p. 67-90.
- BECK, J.V. & ARNOLD, K.J. 1977. **Parameter estimation in engineering an science**. New York, John Wiley & Sons. 501p.
- BENDER, A.A. 1988. Estratigrafia sintética do Terciário da bacia do Pará-Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. *Anais*. Belém, SBG. v.5, p. 2107-2121.
- BOTT, M.H.P. 1982. **The interior of the Earth its structure constitution and evolution**. 2 ed. New York, Elsevier. 403p.
- BOX, M.J.; DAVIES, D.; SWANN, W.H. 1969. **Non-linear optimization technique**. Edimburg, Oliver and Boyd.
- CAMPOS, C.W.M.; PONTE, F.C.; MIURA, K. 1974. Geology of the brasilian continental margins. In: BURK, C.A. & DRAKE, C.L. **The geology of continental margins**. New York, Springer-Verlag. p. 447-460.
- CARLSON, R.L. & RASKIN, G.S. 1984. Density of the ocean crust. *Nature*. 311(1): 555-558.

- CASTRO, D.L. de. 1990. **Interpretação quantitativa de anomalias gravimétricas ar-livre da margem continental norte brasileira, setor nordeste.** Belém, Universidade Federal do Pará. 109p. Tese(Mestrado em Geofísica) - Curso de Pós-Graduação em Geofísica, Centro de Geociências, UFPA, 1990.
- CHATTERJEE, S. & HADI, A.S. 1988. **Sensitivity analysis in linear regression.** New York, John Wiley & Sons. 315p.
- COSTA, M.P. de A. & KOWSMANN, R.O. 1981. Tectonismo vertical no pós-Paleogeno do platô do Ceará e suas possíveis causas e implicações. **Boletim Técnico da PETROBRÁS.** 24(1): 23-32.
- COSTA, M.P.; BELTRAMI, C.V.; ALVES, L.E.M. 1990. A evolução tectono-sedimentar e o Habitat do óleo da bacia do Ceará. **Boletim Técnico da PETROBRÁS.** 4(1): 65-74.
- DAMUTH, J.E. & PALMA, J.J.C. 1979. Geomorfologia do fundo atlântico equatorial oeste. In: **PETROBRÁS. Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes.** p. 53-88. (Série Projeto REMAC,7).
- DEHLINGER, P. 1978. **Marine gravity.** Amsterdam, Elsevier. 322p.
- DEHLINGER, P. & JONES, B.R. 1965. Free-Air gravity anomaly map of the gulf of México. **Geophysics.** 30(1): 102-110.
- DRAKE, C.L. & KOSMINSKAYA, I.P. 1969. The transition from continental to oceanic crust. **Tectonophysics,** 7(5-6): 363-384.
- EL-ROBRINI, M. 1991. Slumps and turbidity currents triggered by earthquakes activity on the Algerian margin (western mediterranean). In: **INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GEOPHYSICAL HAZARDS IN DEVELOPING COUNTRIES AND THEIR ENVIRONMENTAL IMPACTS,** Perugia.(no prelo).
- EL-ROBRINI, M.; GENNESSEAU, M.; MAUFFRET, A. 1985. Consequences of the El-Asnam earthquakes: Turbidity currents and slumps on the Algerian margin (western mediterranean). **Geo-Marine Letters,** 5: 171-176.
- EMERY, K.O. & UCHUPI, E. 1984. **The geology of the atlantic ocean.** New York, Springer-Verlag. 925p.

- FAINSTEIN, R. & MILLIMAN, J.D. 1979. Structure and origin of three continental plateaus, northeastern Brazil. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 63(2): 218–238.
- FAIRBRIDGE, R.W. 1966. **The encyclopedia of oceanography**. New York, Van Nostrand Reinhold Company. 1021p.
- FERREIRA, J.M.; TAKEYA, M.; COSTA, J.M.; MOREIRA, J.A.; ASSUNPÇÃO, M.; VELOSO, J.A.V.; PEARCE, R.G. 1987. A continuing earthquake sequence near from João Câmara, northeast Brazil – preliminary results. **Geophysical Research Letters**, 14: 1042–1045.
- FORSYTHE, G.E.; MALCOLM, M.A.; MOLER, C.B. 1977. Random number generation and Monte Carlo methods. In: FORSYTHE et al. **Computer methods for mathematical computations**. New Jersey, Prentice Hall. p. 241–249.
- GORINI, M. A. 1977. **The tectonic fabric of the equatorial atlantic and adjoining continental margins: gulf of Guinea to northeastern Brazil**. New York, Columbia University. 382p. Tese(Phd) – Columbia University, 1977.
- GORINI, M.A. & CARVALHO, J.C. 1984. Geologia da margem continental inferior brasileira e do fundo oceânico adjacente. In: SCHOBENHAUS, Carlos, coord. **Geologia do Brasil; texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000**. Brasília. p. 429–441.
- GUAZELLI, W.; COSTA, M.P. de.; KOWSMANN, R.O. 1977. Cruzeiros platôs marginais do nordeste brasileiro; resultados geológicos preliminares. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, BRASIL, 8., Campina Grande, 1977. **Anais**. Campina Grande, SBG. v.6, p. 101–110.
- HAYES, D.E. & EWING, M. 1970. North–Brazilian ridge and adjacent continental margin. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 54(11): 2120–2150.
- HEDBERG, H.D. 1970. Continental margins from viewpoint of the petroleum geologist. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 54(1): 3–43.
- HEEZEN, B.C. & MENARD, H.W. 1966. Topography of the deep sea floor. In: HILL, M.N. ed. **The Sea**. Ideas and observations on progress in the study of the seas. The Earth beneath the sea history. New York, Interscience. v.3, p. 233–280.
- HEEZEN, B.C.; THARP, M.; EWING, M. 1959. The floors of the oceans: I–The north atlantic. **Geological Society of America Bulletin**, 1 (special paper, 65): 1–122.

- HOUTZ, R.E. 1977. Sound-velocity characteristic of sediment from the eastern south american margin. **Geological Society of America Bulletin**, 88(5): 720-722.
- HOUTZ, R.E.; LUDWIG, W.J.; MILLIMAN, J.D.; GROW, J.A. 1977. Structure of the northern brasilian continental margin. **Geological Society of America Bulletin**, 88(5): 711-719.
- HUBBERT, M.K. 1948. A line-integral method for computing the gravimetric effects of two-dimensional masses. **Geophysics**, 13: 215-225.
- KENNETT, J.P. 1982. **Marine geology**. England, Prentice-Hall. 752p.
- KERR, A.J. & KEEN, M.J. 1990. Considerações hidrográficas e geológicas sobre a implantação do Artigo 76. **Leituras Seleccionadas da Diretoria de Hidrografia e Navegação**, Rio de Janeiro, (15): 1-7, Dez.
- KUSTER, J.L. & MIZE, J.H. 1973. **Optimization techniques with FORTRAN**. New York, McGraw Hill. 500p.
- LANCSOS, C. 1961. **Linear differential operators**. Princeton, D. Van Nostrand.
- LEVEMBERG, K. 1944. A method for the solution of certain non-linear problems in least squares. **Quart. Appl. Maths.**, 2: 164-168.
- LÉVY, J.P. 1990. **Algumas questões técnicas relacionadas às reivindicações dos Estados de soberania ou jurisdição sobre áreas marítimas**. Mônaco, OHI/DHN. 21p. (Rel. Téc.).
- MARINHA DO BRASIL. Diretoria de Hidrografia e Navegação. 1984. Convenção das Nações Unidas para o Direito do Mar. In: **CONFERÊNCIA DAS NAÇÕES UNIDAS SOBRE O DIREITO DO MAR**, 3., Montego Bay, 1982. Rio de Janeiro, v.1, p. 81-82.
- MARINHA DO BRASIL. Diretoria de Hidrografia e Navegação. NOc. ALTE CÂMARA. 1988. **Operação plataforma continental III**. Rio de Janeiro. 61p. (Relatório de Fim de Comissão).
- MARQUES, J.A.R.; ALBUQUERQUE, A.T.M.; NORTHFLEET, A.A. 1989. Delimitação da plataforma continental. In: **CONGRESSO DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA**, 1., Rio de Janeiro, 1989. **Anais**. Rio de Janeiro, SBGf. v.2., p. 802-808.
- MARTINS, L.R.; URIEN, C.M.; BUTLER, L.W. 1972. Províncias fisiográficas e sedimentos da margem continental atlântica da América do Sul. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 26., Belém, 1972. **Anais**. Belém, SBG. v.2, p. 105-114.

- MARTINS, M.M.A.M. & SOARES, L.C.G. 1981. Geomorfologia. In: BRASIL. PROJETO RADAMBRASIL. **Folha SA. 24—Fortaleza**; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro. p. 213–252. (Levantamento de Recursos Naturais, 21).
- MEISSNER, R. 1986. **The continental crust; a geophysical approach**. Orlando, Academic Press. p.316–328. (International Geophysics Series, 34).
- MENKE, W. 1984. **Geophysical data analysis. Discrete inverse theory**. New York, Academic Press. 260p.
- MIURA, K. & BARBOSA, J.C. 1972. Geologia da plataforma continental do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém, 1972. **Anais**. Belém, SBG. v.2, p. 57–66.
- MOORE, T.C.; VAN ANDEL, T.H.; BLOW, W.H. 1970. Large submarine slide off northeastern continental margin of Brasil. **American Association Petroleum Geologists Bulletin**, 54(1): 124–128.
- PALMA, J.J.C. 1984. Fisiografia da área oceânica. In: SCHOBENHAUS, Carlos, coord. **Geologia do Brasil**; texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília. p. 473–489.
- PETROBRÁS. Plataforma continental do Ceará, 1980. **Perfil composto, 1—CE—53B**. Ceará submarino nº 53B. Rio de Janeiro, DEPEX/DIGEO.
- PETROBRÁS.DEPEX.GECON. 1991. **Dados geofísicos do LEPLAC III**. Rio de Janeiro. 5p. (DEPEX—06.0.055/91).
- PETROBRÁS. PROSPECTO LEPLAC I. 1991. **Relatório final de aquisição, processamento e interpretação dos dados geofísicos**. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX. 157p. (Rel. Téc.).
- POWELL, M.J.D. 1964. An efficient method for finding the minimum of a function of several variables without calculating derivatives. **Computer Journal**, 7: 155–162.
- PROJETO REMAC. 1979. Brasil. Margem continental norte. **Mapa Fisiográfico**. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES/DINTEP, 1979. (Série Projeto REMAC, 7)
- RABINOWITZ, P.H. 1974. The boundary between oceanic and continental crust in the western atlantic. In: BURK, C.A.; DRAKE, C.L. **The geology of continental margins**. New York, Springer—Verlag. p. 67–84.

- RAJA GABAGLIA, G.P. & FIGUEIREDO, A.M.F. 1990. Evolução dos conceitos a cerca das classificações de bacias sedimentares. In: PETROBRÁS. **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro, SDRH.CDRHS. p. 31–45.
- SATO, T. & OSHIMA, S. 1988. Continental shelf survey project of Japan. **International Hydrographic Review**, 65(1): 41–63.
- SCHOBENHAUS, Carlos. 1984. **Mapa Geológico do Brasil**; e da área adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000.
- SHEPARD, F.P. 1973. **Submarine geology**. 3ed. New York, Harper and Row. 517p.
- SHERIDAN, R.E. 1974. Atlantic continental margin of north america. In: BURK, C.A.; DRAKE, C.L. ed. **The geology of continental margins**. New York, Springer-Verlag. p. 391–407.
- SNOW, J.H. 1978. **Study of structural and tectonic pattern in south-central Utah and interpreted from gravity and aeromagnetic data**. Utah, University of Utah. 245p. Tese(Master of Science), Departament of Geology and Geophysics, UU, 1978.
- SOUZA, J.M. 1991. A participação da PETROBRÁS no plano de levantamento da plataforma continental (LEPLAC). In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 2. Salvador, 1991. **Anais**. Salvador, SBGf. v.2, p. 588–592.
- SOUZA, J.M. 1992. Você sabe o que é o Projeto LEPLAC ?. **Leituras selecionadas da Diretoria de Hidrografia e Navegação**, Rio de Janeiro, (24): 1–12.
- SZATMARI, J.M. & PORTO, R. 1982. **Classificação tectônica das bacias sedimentares terrestres do Brasil**. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES. (Rel. Int.).
- TAKEYA, M.; FERREIRA, J.M.; PEARCE, R.G.; ASSUMPÇÃO, M.; COSTA, J.M.; SOFIA, C.M. 1989. The 1986–1988 intraplate earthquake sequence near João Câmara, northeast Brazil – evolution of seismicity. **Tectonophysics**, 167: 117–131.
- TALWANI, M. 1973. Computer usage in the computation of gravity anomalies. In: BOLT, B.A. ed. **Methods in computation physics**. New York, Academic Press. v.13, p. 343–389.
- TALWANI, M. & ELDHOLM, O. 1972. The boundary between continental and oceanic basement at the margin of rifted continents. **Nature**, (41): 325–330.

- TALWANI, M.; WORZEL, J.L.; LANDISMAN, M. 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. **Journal Geophysical Research**, 64(1): 49–69.
- UCHUPI, E. & EMERY, K.O. 1967. Structure of continental margin off atlantic coast of United States. **American Association Petroleum Geologists Bulletin**, 51(2): 223–234.
- VAIL, P.R. & MITCHUM, R.M. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part one. Overview. **American Association of Petroleum Geologists. Memoir**, 26: 51–143.
- WIGGINS, R.A. 1972. The general linear inverse problem: Implication of surface waves and free oscillations for Earth structure. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, 10(1): 251–285.
- WORZEL, J.L. 1974. Standart oceanic and continental structure. In: BURK, C.A.; DRAKE, C.L. **The geology of continental margins**. New York, Springer–Verlag. p. 59–66.