

**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE – UFF  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
LABORATÓRIO DE GEOLOGIA MARINHA - LAGEMAR**

**LUCIA ARTUSI**

**GEOLOGIA, GEOMORFOLOGIA E SISMOESTRATIGRAFIA RASA DA  
PLATAFORMA CONTINENTAL AO LARGO DA LAGUNA DE ARARUAMA – RJ.**

**Niterói - RJ  
Outubro de 2004**

**LUCIA ARTUSI**

**GEOLOGIA, GEOMORFOLOGIA E SIMOESTRATIGRAFIA RASA DA  
PLATAFORMA CONTINENTAL AO LARGO DA LAGUNA DE ARARUAMA – RJ.**

**Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre. Área de Concentração: Geologia e Geofísica Marinha.**

**Orientador: Prof. Dr. ALBERTO GARCIA DE FIGUEIREDO Jr.**

**Co-orientadora: Dr<sup>a</sup> ELIANE GONZALEZ RODRIGUEZ**

**Niterói  
2004**

**LUCIA ARTUSI**

GEOLOGIA, GEOMORFOLOGIA E SIMOESTRATIGRAFIA RASA DA PLATAFORMA  
CONTINENTAL AO LARGO DA LAGUNA DE ARARUAMA – RJ.

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre. Área de Concentração: Geologia e Geofísica Marinha.

Aprovada em outubro de 2004

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Alberto Garcia de Figueiredo Jr. – Orientador  
Universidade Federal Fluminense – UFF

---

Dr<sup>a</sup> Eliane Gonzalez Rodriguez – Co-orientadora  
Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira - IEAPM

---

Prof. Dr. Dieter Carl Ernst Heino Muehe  
Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ

---

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup> Maria Augusta Martins da Silva  
Universidade Federal Fluminense - UFF

---

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva  
Universidade Federal Fluminense - UFF

Niterói  
2004

A792 Artusi, Lucia  
Geologia, geomorfologia e sismoestratigrafia rasa da  
plataforma continental ao largo da Laguna de Araruama – RJ  
/Lucia Artusi. – Niterói: s.n., 2004.

91 f.

Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha)  
- Universidade Federal Fluminense, 200

1. Geologia Marinha. 2. Geomorfologia. 3. Laguna de  
Araruama (RJ). I. Título.

CDD 551.4608

*“Benditos sejam os obstáculos, pois ninguém  
ascende sobre pedra lisa.”*

*Morya*

**Dedico este trabalho à minha família pela  
confiança demonstrada ao apoiar as minhas  
decisões.**

## AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira–IEAPM agradeço a indicação para o desenvolvimento deste mestrado. Sou especialmente grata ao CF (RRm) Frederico Bentes e Dr<sup>a</sup> Eliane Gonzelez Rodriguez pelo esforço em tornar este mestrado uma realidade; aos PS Manoel Marteleto e CF Amauri, pelas sugestões quanto ao direcionamento do trabalho para obtenção de dados que fossem úteis ao estudo da propagação do som em águas rasas; à tripulação do AvPqOc Diadorim, que demonstrou muita dedicação durante a aquisição dos dados sísmicos, enfrentando condições de mar bastante adversas. Aos FC Tânia e Rogério pelas ajuda no entendimento das informações climáticas e oceanográficas da região, ao CC (T) Canabarro, PS Roberto e PS Paulino pela atitude solidária e amiga; à CC (T) Ana Cláudia e FC Karen pelo apoio no desenvolvimento final deste trabalho.

Agradeço a ajuda dos Professores Carlos Eduardo Parente (COPPE) e CF (RRm) Ocleci Machado da Costa (DHN) e o Engenheiro William Soares (IPqM), todos foram fundamentais para o meu aprendizado quanto ao planejamento, aquisição e análise dos sinais da fonte sísmica

Seria impossível desenvolver este trabalho sem o apoio do CF André, CC Heloisa, SO Armando, CB De Souza, da DHN, uma vez que a dedicação às suas atividades profissionais me proporcionou a tranquilidade necessária durante meu afastamento profissional; no CHM, conversas com os colegas CC Maurício, CC (T) Ana Angélica e CC(T) Izabel me ajudaram no amadurecimento de idéias para as futuras atividades, considerando os objetivos iniciais desta dissertação; no Arquivo Técnico encontrei grande ajuda dos 3º SG HN Juaci, 3º SG FR Marcos e FC Sílvio que não mediram esforços no apoio durante a fase da “rasterização” dos rolos de sismogramas e na localização das folhas de bordo usadas neste trabalho. O trabalho silencioso e competente desta equipe é fundamental para qualquer atividade científica. Agradeço também a compreensão do CF Félix, por disponibilizar tanto os equipamentos como o pessoal necessário para me ensinar a vetorização das folhas de bordo. Nesta fase foram importantes as experiências do CC Alexandre, SG Luciana, SG Cristiane, SO Expedito, SG Elias SG Inácio, FC Gabriel, FC Beth, FC Regina, CT(T) Flávia e 1T(T) Luiz. Agradeço a cessão de XBTs e instruções para o uso do sistema Sípican dadas pelos CF Walter Santos, CF

Janino e SG Monteiro. Inestimável foi o apoio da amiga CC(T) Rosuita que se dispôs a fazer a leitura crítica desta dissertação.

O apoio e esforço extra de toda equipe da Divisão da Raia Acústica do CASOP-Arraial do Cabo, coordenada pelo CC Warley de Santana durante a realização do experimento de medição do sinal da fonte sísmica, a quem agradeço, foi extremamente importante.

Não posso deixar de mencionar e agradecer o apoio dado pelos funcionários da empresa Subsea7, quanto ao empréstimo de parte dos equipamentos usados no levantamento dos perfis sísmicos. Sou muito grata também pela dedicação e profissionalismo dos funcionários Paulo C. Rego, Maurício, Ivo Pessanha e Márcio Garcia e Cássio Espíndola, durante as fases da aquisição de dados sísmicos e durante as várias tentativas de leitura dos arquivos de dados sísmicos. Nesta última fase também participaram os funcionários Nivaldo e Fabiano da empresa Geowork e Sérgio Ventura e Cláudio da empresa Tetis.

O apoio dado pelo LAGEMAR, sem o qual todo este estudo não teria saído do “mundo das idéias”, foi possível graças a compreensão do Prof. Dr. Cleverson G. Silva que, mostrou ser possível o desenvolvimento de um trabalho no LAGEMAR visando atender aos objetivos do IEAPM. O resultado deste trabalho bem como meu aprendizado neste período, deve-se em grande parte ao meu orientador, Prof. Dr. Alberto G. Figueiredo. A ele sou grata tanto pela paciência como pelo profissionalismo e pela postura ética demonstrados, além da compreensão e respeito aos objetivos originais desta dissertação. Nesta instituição também encontrei grande apoio de vários colegas e amigos a quem agradeço, em especial aos amigos Anderson Lopes e Thiago Corrêa que, com espírito de equipe, fizeram com que o trabalho de aquisição de dados sísmicos em condições de mar alto, se tornasse menos árduo.

Deixo aqui registrado meus sinceros agradecimentos pelo esforço e paciência dos componentes da banca examinadora, Prof. Dr. Dieter Muehe, Prof<sup>ª</sup> Dr<sup>a</sup> Maria Augusta da Silva e Prof. Dr. Cleverson G. Silva os quais, com sábias críticas e sugestões, lapidaram esta dissertação.

## ÍNDICE

<b>EPÍGRAFE</b>	V
<b>DEDICATÓRIA</b>	VI
<b>AGRADECIMENTOS</b>	VII
<b>ÌNDICE</b>	IX
<b>LISTA DAS FIGURAS</b>	XI
<b>LISTA DAS TABELAS</b>	XII
<b>LISTA DE SIGLAS E UNIDADES DE MEDIDA</b>	XIV
<b>RESUMO</b>	XVI
<b>ABSTRACT</b>	XVIII
<b>1 - INTRODUÇÃO</b>	01
<b>2 - OBJETIVOS</b>	02
<b>3 - ÁREA DA PESQUISA</b>	03
3.1 - Localização	03
3.2 – Características Climáticas	04
3.3 - Características Oceanográficas	05
3.3.1 – Maré	05
3.3.2 – Ondas	05
3.3.3 – Massas d’água	06
3.3.4 – Ressurgência	07
3.4 - Geologia Regional da Costa Sudeste do Rio de Janeiro	08
3.4.1 – Geologia Pré-Quaternária	08
3.4.2 – Geologia Quaternária	13
3.4.2.1 – Plataforma Continental	13
3.4.2.2 - Planície Costeira	18
<b>4 - METODOLOGIA</b>	21
4.1 - Dados Pretéritos	21
4.2 - Coleta de Novos Dados Sísmicos	23
4.2.1 – Parâmetros da Aquisição	23
<b>5 - RESULTADOS</b>	28
5.1 - Subfundo	28
5.1.1 – Embasamento Acústico	28
5.1.2 – Pacote Sedimentar	30

5.2 –Distribuição dos Sedimentos Superficiais	46
5.3 – Morfologia e Gradiente	51
<b>6 - DISCUSSÃO</b>	58
<b>7 - CONCLUSÕES</b>	72
<b>8 - SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS</b>	76
<b>9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	79
<b>10 - GLOSSÁRIO</b>	87
<b>APÊNDICE – I</b>	89

## LISTA DAS FIGURAS

		Página
Fig. 1	Localização da área	03
Fig. 2	Massas d'água da região de Cabo Frio	07
Fig. 3	Perfil esquemático do subfundo entre as bacias de Santos e Campos	10
Fig. 4	Delimitação do Alto do Cabo Frio – baseado no mapa de Azevedo Jr.(1991)	10
Fig. 5	Perfil esquemático C-C' de Azevedo Jr. (1991)	12
Fig. 6	Perfil esquemático D-D' de Azevedo Jr. (1991)	13
Fig. 7	Ciclos das variações do nível do mar no Cenozóico	17
Fig. 8	Mapa geológico do Quaternário	19
Fig. 9	Esquema evolutivo da laguna de Araruama (Turcq <i>et al.</i> 1999)	20
Fig. 10	Mapa de localização das linhas de navegação das comissões pretéritas	24
Fig. 11	Mapa de localização das linhas de navegação da comissão Diadorim-2003.	24
Fig. 12	Esquema da aquisição dos dados sísmicos	26
Fig. 13	Mapa da profundidade do embasamento	29
Fig. 14	Mapa de isópacas	29
Fig. 15	Navegação da comissão CENTRATLAN I	31
Fig. 16	Perfis ABC e DEF da comissão CENTRATLAN I	32
Fig. 17	Navegação da GEOMAR XVI	33
Fig. 18	Perfil sísmico da Comissão GEOMAR XVI, Seções HIJL e PQR	34
Fig. 19	Perfis sísmicos da Comissão GEOMAR XVI, Seção MNO	35
Fig. 20	Navegação da GEOMAR XX	36
Fig. 21	Perfil sísmico da Comissão GEOMAR XX, Seção ST	37
Fig. 22	Perfis sísmicos da Comissão GEOMAR XX, Seções XY e UV	38
Fig. 23	Navegação da comissão Diadorim-2003	39
Fig. 24	Perfis sísmicos da Comissão Diadorim – linha 2	40
Fig. 25	Perfis sísmicos da Comissão Diadorim – linha 3	41
Fig. 26	Perfis sísmicos da Comissão Diadorim – linha 4	42
Fig. 27	Gráficos das profundidades dos paleo-canais	46
Fig. 28	Mapa Sedimentológico - Classificação de Shepard	48

Fig. 29	Mapa Sedimentológico – Diâmetro Médio	49
Fig. 30	Mapa Sedimentológico - Teor de CaCO <sub>3</sub>	50
Fig. 31	Mapa de localização dos perfis batimétricos	51
Fig. 32	Perfis batimétricos transversais à linha de costa	52
Fig. 33	Perfil transversal ao alinhamento NW	52
Fig. 34	Mapa de gradiente	54
Fig. 35	Mapa correlacionando as litologias e os contornos batimétricos	55
Fig. 36	Mapa de localização das canalizações	57
Fig. 37	Morfologia costeira de uma região submetida ao regime de micro-maré	58
Fig. 38	Perfil esquemático da sismoestratigrafia	60
Fig. 39	Esquema comparativo hipotético de Azevedo Jr. (1991), Silva (1992) e Artusi (2004)	63
Fig. 40	Síntese das seqüências sedimentares encontradas na área de estudo	63
Fig. 41	Modelo deposicional (IPW) de Molina <i>et al.</i> 2000a	70
Fig. 42	Mapa com as áreas prioritárias para realização de trabalhos futuros	78
Fig. 43	Medição do sinal da fonte sísmica (Sparker)	90
Fig. 44	Perfil de temperatura da água	91

**LISTA DAS TABELAS**

		Página
Tabela I	Dados climáticos	04
Tabela II	Litofácies descritas por Azevedo Jr.(1991)	11
Tabela III	Níveis morfológicos da plataforma continental do Rio de Janeiro	15
Tabela IV	Número de amostras de sedimentos superficiais usadas na área de estudo	22
Tabela V	Dados dos levantamentos sísmicos realizados na área de estudo	25
Tabela VI	Paleo-canais encontrados nas linhas sísmicas da comissão Diadorim-2003	45

**LISTA DE SIGLAS E UNIDADES DE MEDIDA**

ACAS = Água Central do Atlântico Sul

AIA = Água Intermediária da Antártica

AM = Água de Mistura

A.P. = Antes do Presente

APAN = Água Profunda do Atlântico Norte

AT = Água Tropical

Ba = Bilhão de anos

BNDO = Banco Nacional de Dados Oceanográficos

B.P. = *Before Present*

ca = cerca de

CB = Corrente do Brasil

CENTRATLAN = Operação Centro do Atlântico (DHN-LAGEMAR-NRL)

CHM = Centro de Hidrografia da Marinha

CM = Corrente das Malvinas

dB = Decibel

DHN = Diretoria de Hidrografia e Navegação

DI = Discordância I

DII = Discordância II

DIII = Discordância III

DIV = Discordância IV

FB = Folha de Bordo

GEOMAR = Operação de Geologia Marinha (PGGM)

GPS = *Global Position System*

IEAPM = Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira

IPqM = Instituto de Pesquisas da Marinha

IPW = *Infralittoral Prograding Wedge*

J = Joule

Ka (quilo ano) = 1.000 anos

LAGEMAR = Laboratório de Geologia Marinha

Ma = milhões de anos

m/ Ma = metros por milhões de anos

ms = mili segundos

PGGM = Programa de Geologia e Geofísica Marinha

REMAC = Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira

UFF = Universidade Federal Fluminense

UFRJ = Universidade Federal do Rio de Janeiro

VNM = Variação do Nível do Mar

ZFMV = Zona de Fratura Martim Vaz

ZFRJ = Zona de Fratura do Rio de Janeiro

## RESUMO

Este trabalho envolveu a análise dos sedimentos superficiais, da morfologia do fundo bem como da estruturação do subfundo marinho da plataforma continental adjacente à Laguna de Araruama (RJ). Os resultados permitiram a caracterização geológica da área e a elaboração de um esboço da sua evolução a partir do Mioceno Superior-Plioceno (?). Os dados batimétricos utilizados foram das Folhas de Bordo da DHN, os sedimentológicos provêm dos bancos da DHN (BNDO) e do PGGM, e os perfis sísmicos são os das comissões GEOMAR XVI (1980), CENTRATLAN I (1981), GEOMAR XX (1982) e Diadorim (2003).

A interpretação dos perfis sísmicos permitiu a delimitação do embasamento acústico até a isobatimétrica de cerca de 115 m, tendo sido verificada a espessura de sedimentos variando de 0 m a NW a mais de 200 m a SE da área estudada. A morfologia do embasamento acústico, semelhante a do terreno continental emerso, sugere ser constituído de rochas do embasamento cristalino, bem como de rochas vulcânicas na porção centro-leste. Sobreposto ao embasamento acústico, foram identificadas quatro seqüências sedimentares (I, II, III e IV), separadas por quatro discordâncias (DI, DII, DIII e DIV). As idades dos principais eventos geológicos identificados nos sismogramas, foram inferidas a partir dos trabalhos de Azevedo Jr. (1991) e Silva (1992). Assim, foi estimado que os sedimentos da Seqüência I seriam Miocênicos e que a discordância DII poderia corresponder ao marco Cinza, datado no Mio-Plioceno. A Seqüência II teria sido formada no Neo-Plioceno, enquanto que a DIII poderia corresponder ao marco P, com idade de 500.000 anos. A Seqüência III, Pleistoceno e a discordância DIV estariam relacionadas ao evento regressivo que antecedeu à transgressão de 123.000 anos. A partir destas estimativas, considera-se que a morfologia atual das plataformas interna, média e parte da externa foi moldada a partir da transgressão que se iniciou há aproximadamente 18.000 anos A.P., quando o nível do mar esteve cerca de 130 m abaixo do atual, baseando-se na curva de Corrêa (1990).

Vinte e seis paleo-canais foram identificados, os quais, analisados em termos de dimensões e profundidades dos talvegues, sugerem resultar da migração de canais ligados ao antigo sistema de drenagens oriundos provavelmente da laguna de Araruama.

A interpretação da morfologia e da distribuição dos sedimentos superficiais na área de estudo revelou que há dois domínios distintos: o primeiro, formado pelos sedimentos terrígenos com mais de 20% de  $\text{CaCO}_3$  vai da costa até a isobatimétrica de cerca de 105 m e se caracteriza pelo gradiente de 1:220 (0,26°), pelo paralelismo a sub-paralelismo dos contornos das isobatimétricas; o segundo domínio, caracterizado pelos sedimentos

carbonáticos (teor > 80%), inicia-se na isobatimétrica de aproximadamente 105 m e se caracteriza pelo gradiente de 1:1550 (0,036°) e pelo padrão irregular dos contornos isobatimétricos. Também foi verificada a ocorrência de sulcos superficiais com direção preferencial N-S, denominados de canalizações. Duas áreas de maior ocorrência destas canalizações foram observadas, uma a NW da área e outra ao longo da faixa isobatimétrica entre 100 e 115 m, as quais podem estar relacionadas com as correntes de retorno resultantes da ação de ondas de tempestades oriundas de SW, que incidem na costa. Sugere-se que este mesmo processo seja o responsável pela formação das canalizações situadas na faixa entre as isobatimétricas de 90 e 100 m abaixo do nível do mar atual há cerca de 15.000 anos A.P., baseando-se na curva de Corrêa (1990).

## ABSTRACT

This work involved analysis of surface sediments the morphology of bottom and subbottom as well as the structuring of the sediments of the continental shelf adjacent to the Lagoon of Araruama (RJ). The results allowed the geological characterization of the area and the elaboration of an evolutionary model starting on the Upper Miocene-Pliocene (?). The used batimetrics data were obtained from nautical charts of the DHN; the sedimentological data from the DHN(BNDO) and PGGM banks, and the seismic profiles were collected during the GEOMAR XVI (1980), CENTRATLAN I (1981), GEOMAR XX (1982) surveys, and the new seismic data were collected by the cruise Diadorim (2003).

The interpretation of the seismic profiles allowed the limit of the acoustic basement at about 115 m isobaths, and also the recognition of the sedimentary thickness, was identified ranging from 0 m at the NW to more than 200 m at the SE of the studied area. The different morphologies of the acoustic basement and the similarity to the exposed land topography suggests that it is constituted by crystalline and of volcanic rocks, similar to the ones found in the island of Cabo Frio. Four sedimentary sequences (I, II, III and IV) were identified limited by four unconformities (DI, DII, DIII and DIV). The ages of the main geological events identified in this work were estimated through correlation among Azevedo Jr. (1991) and Silva (1992): The Sequence ( I ) would be Miocenic and the unconformity (DII) could correspond to Gray mark, dated as Mio-Pliocene. Sequence ( II ) would have been formed in the Neo-Pliocene, while (DIII) could correspond to the mark "P", with 500.000 years old. The Sequence ( III ) is related to Pleistocene and the unconformity (DIV) would be related to the regressive event that preceded the 123.000 year-old transgression. From these estimates, it is considered that the current morphology of the inner, mid and outer shelves was molded from the transgression begun approximately 18.000 years B.P., when the sea level was about 130m below the current, based on Corrêa (1990).

Twenty-six paleo-channels were identified and the dimensions and depths analysis of the thalwegs suggest the migration of the channels like the system of Araruama Lagoon during the past sea level fluctuation.

The interpretation of the morphology and of the surface sediments distribution revealed that there are two different domains: from the coast to about 105 m the bottom is characterized by the gradient of 1:220 ( $0,26^\circ$ ), by the parallelism to the sub-parallelism of the contours of the isobaths and by the terrigenous sediments; the second domain from approximately 105 m to the lower limit of the area is characterized by the gradient of 1:1550 ( $0,036^\circ$ ), by the irregular pattern of the isobaths contours and by the carbonate sediments. Two areas of canalizations were observed, one at NW of the area and other along isobaths ranging between 100 and 115 m, which can be related to the downwelling currents from SW storm waves. It is suggested that this same process is responsible for the canalizations between the isobaths 90 and 100 m below the present sea level, that were active at about 15.000 years B.P.

## 1 – INTRODUÇÃO

A proposta desta pesquisa foi elaborada para atender as necessidades do Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM) de conhecer as características do fundo e do subfundo marinhos para o estudo da propagação do som em águas rasas (lâmina d'água inferior a 200 m), com aplicações militares.

A escolha da área de pesquisa, adjacente à laguna de Araruama, se deu em função da possibilidade de realização de futuros estudos da propagação do som em condições morfológicas e sedimentológicas distintas, bem como pela facilidade e rapidez do acesso à área devido a sua proximidade do IEAPM.

A plataforma continental do Estado do Rio de Janeiro tem sido objeto de muitas investigações geológicas nas últimas décadas tendo em vista sua importância devida, tanto à ocorrência do fenômeno da ressurgência nos meses de verão quanto ao aspecto morfológico caracterizado pela abrupta mudança na direção da linha de costa, também observada na batimetria, que neste setor do litoral brasileiro passa de E-W para NE-SW e, ainda, pelo potencial petrolífero das bacias de Campos e Santos, adjacentes à área de estudo.

Desde a década de 60, pesquisadores vêm realizando estudos para caracterizar a litologia e a morfologia do fundo e as feições do subfundo marinho da plataforma continental visando a compreensão da sua evolução, além do estabelecimento de parâmetros e a elaboração de modelos que possam subsidiar o entendimento de feições semelhantes formadas em ambientes ora submersos, correlatos com ambientes observados atualmente nas regiões emersas. Assim, o estudo do sistema laguna-barreira atual pode se constituir num bom modelo para o entendimento da evolução paleo-ambiental, como reflexo das mudanças climáticas globais, uma vez que depósitos fluviais, lagunares e praias podem estar localizados abaixo do nível do mar atual.

Para alcançar os objetivos propostos foi analisada a morfologia do fundo marinho a partir da vetorização das Folhas de Bordo da DHN, o que permitiu a caracterização das variações do gradiente e a identificação de canalizações e possíveis terraços marinhos, que associados às características sedimentológicas definidas por trabalhos anteriores e pela interpretação dos dados sedimentológicos dos bancos do BNDO e PGGM, contribuíram para o entendimento da história evolutiva do Holoceno da área.

A análise dos perfis sísmicos de comissões pretéritas e da comissão Diadorim (ainda que sem processamento adequado), permitiram visualizar a geometria das principais

seqüências, algumas feições erosivas como paleo-canais e alguns possíveis terraços soterrados. Finalmente, a comparação dos resultados deste estudo com os resultados de estudos geofísicos realizados em áreas próximas por Azevedo Jr. (1991) e Silva (1992) permitiram correlações e inferências que possibilitaram elaborar um esboço da história evolutiva da formação dos depósitos a partir do Mioceno Superior-Plioceno (?).

## **2 - OBJETIVOS**

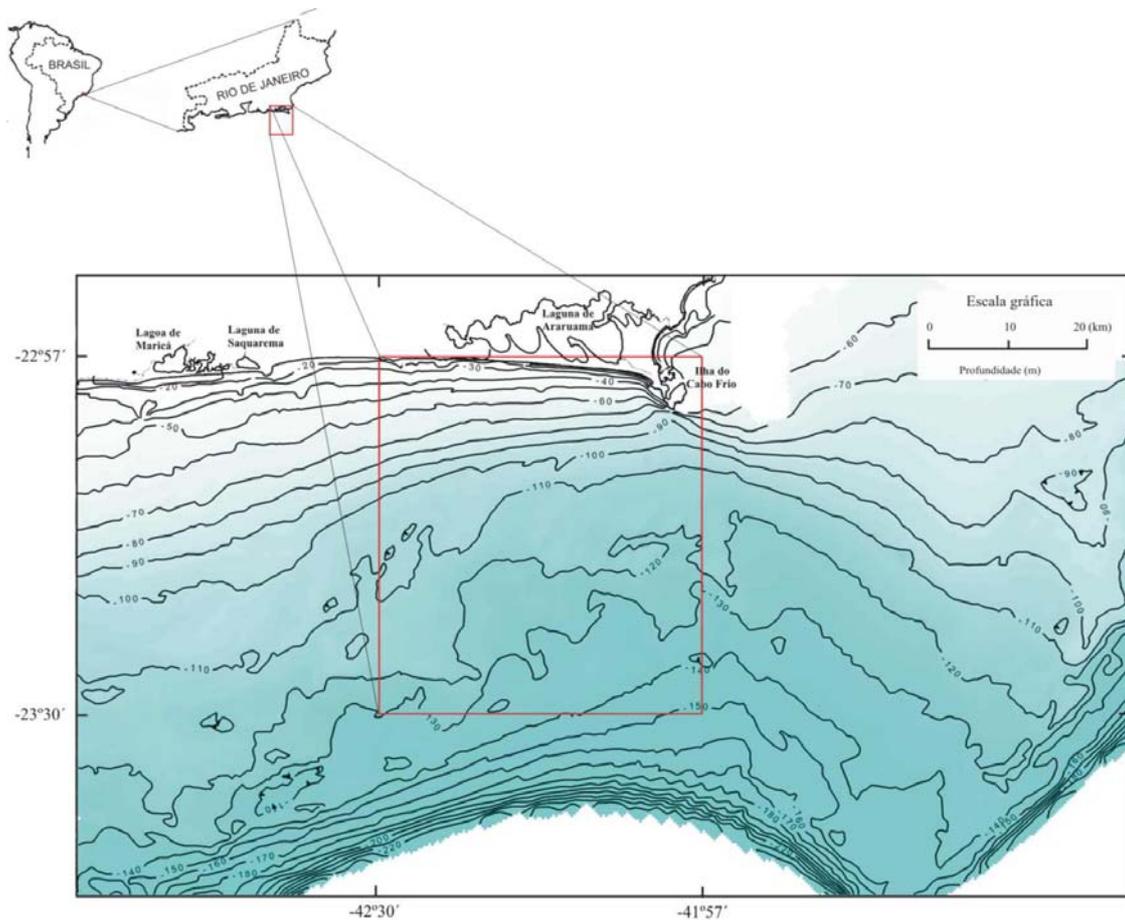
Os objetivos desta pesquisa são :

- i - proporcionar informações a respeito do fundo e do subfundo necessárias ao planejamento de futuras pesquisas que visem a atender ao propósito original deste trabalho, que foi o estudo da propagação do som no fundo marinho desta área. Dentre estas informações destacam-se a morfologia e o gradiente do fundo marinho, a identificação da composição dos sedimentos do fundo submarino e, a geometria e espessura das camadas sedimentares que compõem o subfundo na área de estudo; e
- ii - contribuir para o entendimento da evolução geológica da plataforma continental ao largo da laguna de Araruama-RJ, a partir do Mioceno Superior-Plioceno (?), através da análise das informações geológicas, geomorfológicas e sismoestratigráficas.

### 3 - ÁREA DA PESQUISA

#### 3.1 – Localização

A área de estudo definida pelas coordenadas geográficas  $042^{\circ}30'W$  a  $041^{\circ}57'W$  e  $22^{\circ}57'S$  a  $23^{\circ}30'S$ , está inserida na plataforma continental do Rio de Janeiro, a oeste da ilha do Cabo Frio e ao largo da laguna de Araruama, entre 30 m e 145 m de profundidade. Em termos geológicos, localiza-se entre as bacias de Santos e Campos, na área conhecida como Alto do Cabo Frio (Fig.1).



**Figura 1** – Mapa de localização da área de estudo.

### 3.2 - Características Climáticas

Barbière (1984) comparou os dados climáticos de Cabo Frio e Iguaba Grande, distantes entre si cerca de 20 Km, demonstrando que a área de estudo está inserida em um contexto climático distinto do seu entorno. Segundo o autor, a região de Cabo Frio caracteriza-se pelo clima semi-árido, enquanto que na região de Iguaba Grande o clima é Tropical, com chuvas no outono e primavera e, seca no inverno e verão. Os dados de 9 anos foram sintetizados na tabela abaixo:

**Tabela I** - Dados climáticos observados na área de estudo entre 1971 e 1980, segundo Barbière (1984).

Dados Climáticos		Cabo Frio		Iguaba Grande	
		Verão	Inverno	Verão	Inverno
Temperatura (°C)	Médias compensadas	25 a 25.3	21.4 a 21.5	26.1 a 26.7	21.3 a 21.7
	Médias das máximas	29	24.5	30.8 a 31.6	25.5 a 25.6
	Máximas absolutas	36.5	30.5	41	32.8
	Mínimas absolutas	19	12	18.1	10
	Média das mínimas	22.5	19	23.2 a 22.6	17.9 a 18.9
Umidade Relativa		> 80 %		< 79 %	
Precipitação		751 mm/ano		898 mm/ano	
Evaporação		894 mm/ano		1.372 mm/ano	
Ventos					
Frequência		58% N e NE (predominantes)		32.5% NE (predominantes)	
Velocidade		4 a 6 m/s		4 a 7 m/s	

Nas regiões da costa sudeste/leste brasileira, os ventos do quadrante sul estão associados às passagens de frentes frias características dos sistemas meteorológicos que predominam nos meses de inverno e primavera, os quais também podem atingir a área nos meses de outono e, em menor frequência, durante o verão. Nas estações de inverno e primavera a sucessão de frentes frias realiza-se geralmente em torno de cinco dias, enquanto que no verão e outono, o anti-ciclone impede o avanço da frente, interrompida pelo vento de nordeste.

As características climáticas específicas da área de estudo, determinam uma complexidade maior na intensidade dos processos climáticos e oceanográficos que por sua

vez influenciam os processos sedimentares e a produtividade do sistema marinho local, determinando uma distribuição característica dos sedimentos de fundo como por exemplo as lamas da plataforma média e os carbonatos da plataforma externa.

### **3.3 - Características Oceanográficas**

#### **3.3.1 – Maré**

A área apresenta um regime de micro-maré semidiurna, com amplitude média de 1,05 m, 1,30 m de amplitude na sizígia e 0,80 m na quadratura (DHN, 2002).

#### **3.3.2 – Ondas**

As ondas geradas pelas frentes frias que atuam em Arraial do Cabo, RJ possuem direções que variam entre SW e SE, onde também ocorrem tempestades significativas de SE numa periodicidade de cerca de 10 anos. As ondas de NE são as mais freqüentes na região e estão associadas à circulação induzida pelo centro de alta pressão semipermanente do Atlântico, cujos ventos podem atingir 10 m/s à superfície por vários dias consecutivos. O desenvolvimento das ondas, na área deste estudo, é limitado pela pista.

Através de estudos de Souza e Ribeiro (1988) e Muehe (1998) foi verificado que na região da bacia de Campos, 54% da energia está associada às ondas provenientes de direção NE, relacionadas à área de alta pressão do anti-ciclone do Atlântico Sul, enquanto que 46% associam-se à atuação das frentes frias provenientes da passagem dos sistemas frontais. Em média, o período de ondas varia entre 6 e 11,5 s, com altura significativa de 1 m. A direção varia entre E-NE e S-SE, com maiores períodos e alturas provenientes do quadrante sul (Mello, 1993 apud Muehe, 1998).

Pereira (2000) analisou os dados de um ano obtidos com ondógrafo (agosto de 1998 a outubro de 1999) instalado a 82 m de profundidade ao sul da ilha do Cabo Frio e verificou que a região é fortemente marcada por ondas provenientes de S-SE a S-SW com períodos de 11 a 13 s e altura até 2 m e outro de direção E-SE a S-SE com períodos de 7 a 9 s predominantemente. Entretanto o ondógrafo, nessa época, foi posicionado em um ponto protegido das ondas de N/NE pela ilha, por esta razão não foram considerados os períodos oriundos da direção NE. Pinho (2003), por sua vez, analisou dados de ondas ao longo de 4 anos da bacia de Campos e verificou que o período significativo médio para as ondas geradas

na chamada *situação de bom tempo*, com direções de ventos N, NE e E, é de 7,8 s e 1,8 m de altura significativa média. Na *situação de mau tempo*, com ondas de direção S/SW, o período significativo médio observado foi de 10,8 s e, na pior situação de 12,5 s e 2,6 m de altura significativa média.

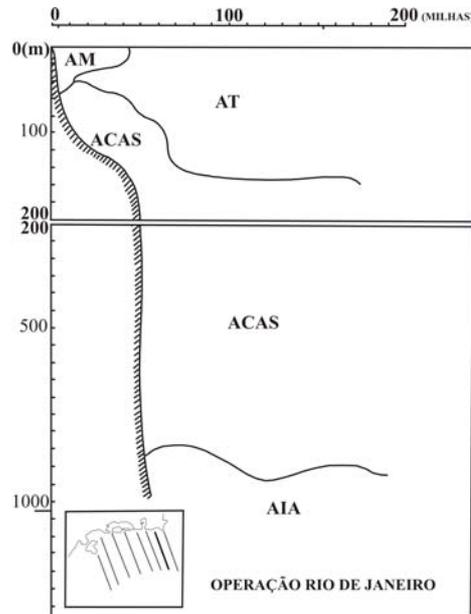
### 3.3.3 - Massas d'água

Miranda (1982), identificou na margem continental brasileira, as massas d'água denominadas Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária da Antártica (AIA), Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e Água Antártica de Fundo (AAF). O autor ainda verificou que, pelas características das massas de água, na região de Cabo Frio, ocorrem a AT e a ACAS. A AT caracteriza-se por ser uma água da camada de mistura de origem tropical com valores de temperatura superiores a 20°C e de salinidade maiores do que 36,4. A ACAS, por sua vez é uma massa de água de origem subtropical com o índices termohalino (T) de 20°C e de salinidade (S) de 36,4.

Levantamentos oceanográficos realizados pelo NOc. Almirante Saldanha em 1985, permitiram a identificação de 4 massas d'água na região deste estudo, denominadas Água de Mistura (AM), Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e Intermediária da Antártica (AIA), (Fig. 2).

A ACAS foi estudada por Candella *et al.* (1999) que a identificou pela variação quase linear dos pares T-S entre os pontos T=18°C; S=36 e T=6°C; S=34,5 e que pode ser encontrada a menos de 100 m de profundidade, em todas as estações do ano. Observa-se entretanto, que há uma considerável variação sazonal o que influencia, diretamente, no processo da ressurgência de Cabo Frio. É encontrada no verão maior quantidade dessa água a menores profundidades, coincidindo com o período de maior incidência desse fenômeno.

Tradicionalmente, análises de massas d'água sugerem um sistema de correntes subdividido em camadas, com AT quente fluindo para sul transportada pela Corrente do Brasil (CB) sobre o fluxo para norte da AIA, a qual por sua vez estaria sobre a APAN de fluxo em direção sul. Interpretações mais recentes permitiram a alguns pesquisadores se perguntarem se o giro gerado pelo vento penetra fundo o suficiente para carregar alguma porção da AIA para sul depois dela circular pela bacia oceânica (Silveira *et al.*, 2001).



**Figura 2** – Massas de água que ocorrem na região de Cabo Frio obtidas pelo Navio Oceanográfico Almirante Saldanha em Ago/Set de 1985(DHN, 1987).

Estudo da dinâmica sedimentar na plataforma continental interna entre a ilha do Cabo Frio e o Cabo Búzios, efetuados por Saavedra & Muehe (1994), com base em dados de análises granulométricas dos sedimentos de fundo e imagens de satélite, mostraram que a região sofre a influência de um vórtice de micro-escala de caráter esporádico associado à ressurgência, que ressuspende os sedimentos finos depositados em regiões mais profundas e os transporta para regiões mais rasas, onde são novamente depositados. Além desta contribuição, as características granulométricas encontradas indicaram haver na região uma convergência de fluxos de NE-SW ao norte e de W-E ao sul da ilha do Cabo Frio.

### 3.3.4 – Ressurgência

Segundo Silva (1978), na região de Cabo Frio, a ressurgência se deve ao afastamento da costa das águas quentes da CB, em função da inflexão da costa de E-W para N-S e dos ventos E e NE. Esta situação, favorece a emersão das águas profundas. Moreira & Mendonça (1976) indicam que as águas profundas, ao se aproximarem da costa, sobem à superfície e depois derivam para o oceano de encontro a CB, conduzindo os sedimentos terrígenos recolhidos no seu contato com a costa.

Miranda (1982) verificou que núcleos bem definidos da ACAS atingem a plataforma continental ao sul de Cabo Frio onde a plataforma é mais estreita, com indícios de que ela se bifurca para oeste e nordeste, participando a seguir da ressurgência costeira. Torres (1995) observou a ACAS em profundidades mais rasas, aflorando junto à costa durante os meses de verão.

A importância do fenômeno da ressurgência para os propósitos desta dissertação, deve-se à sua influência na quantidade de matéria orgânica e possivelmente do tipo de organismos com carapaças carbonáticas que compõe os sedimentos do fundo marinho, bem como pela grande variabilidade do perfil de temperatura da água do mar ao longo do ano, que pode influenciar na propagação dos raios sonoros.

### **3.4 – Geologia Regional da Costa Sudeste do Rio de Janeiro**

A análise da geologia pré-Quaternária torna-se importante para este estudo uma vez que as rochas do embasamento cristalino emerso serviram como arcabouço estrutural para as bacias sedimentares formadas a partir do Jurássico e porque elas, possivelmente, são as principais fontes dos sedimentos existentes tanto na planície costeira como na plataforma continental atual. Informações sobre as estruturas do embasamento, tais como falhas, fraturas e foliações de rochas, foram buscadas visando a identificação de possíveis condicionantes estruturais para os paleo-canais e canalizações observadas na área de estudo.

#### **3.4.1 - Geologia Pré-Quaternária**

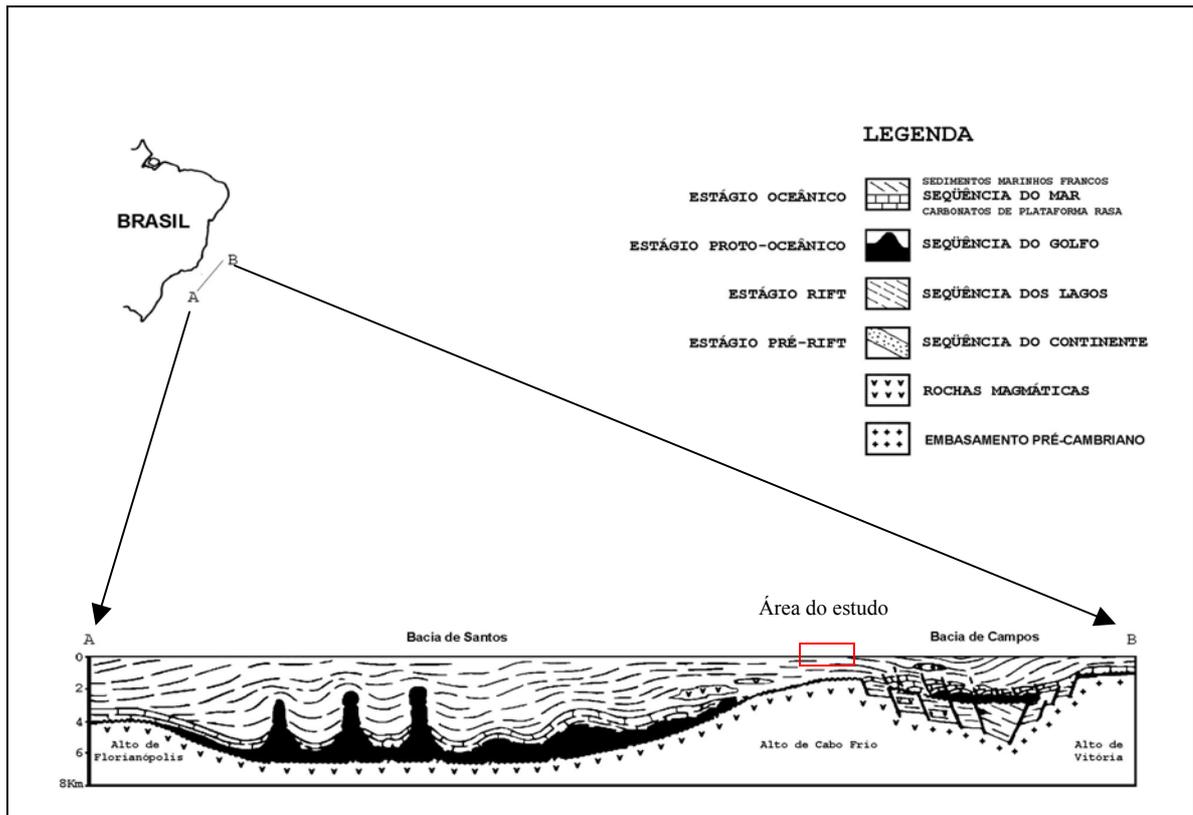
Ao analisar a geologia da porção emersa, é notável a mudança brusca na direção da linha de costa, o que também é observado nas direções das estruturas do bloco tectônico de Cabo Frio e nas do Cinturão Ribeira adjacente, que passam de E-W para NE-SW. Esta mudança de direção é igualmente observada nas curvas batimétricas até a borda da plataforma continental adjacente. Geneticamente, o alinhamento estrutural E-W, foi estudado por Kumar *et al.*(1977) e Asmus (1978) que o relacionaram à Zona de Fratura do Rio de Janeiro (ZFRJ). Estudos posteriores realizados por Alves *et al.* (1997) e Alves (2002) sugeriram que este alinhamento estaria mais relacionado à Zona de Fratura Martim Vaz (ZFMV).

Fonseca *et al.* (1984), estudando a geologia estrutural da porção emersa entre Cabo Frio e Armação dos Búzios, verificaram que na região a orientação estrutural NW-SE das

xistosidades, foliações, charneiras e planos axiais de dobras da seqüência inferior pré-Cambriana é distinta da orientação geral das estruturas ENE-WSW do Cinturão Ribeira. Esta direção distinta permitiu aos autores postular que a região de Cabo Frio e sua circunvizinhança constituem um bloco cratônico pré-Brasiliano denominado Complexo Região dos Lagos, possivelmente correlacionado à extremidade ocidental do craton do Congo da costa angolana. As rochas vulcânicas alcalinas observadas principalmente na ilha do Cabo Frio, foram datadas em  $52,1 \pm 0,8$  Ma (Ferrari, 2001) e são resultantes de um segundo evento tectônico importante na área de estudo.

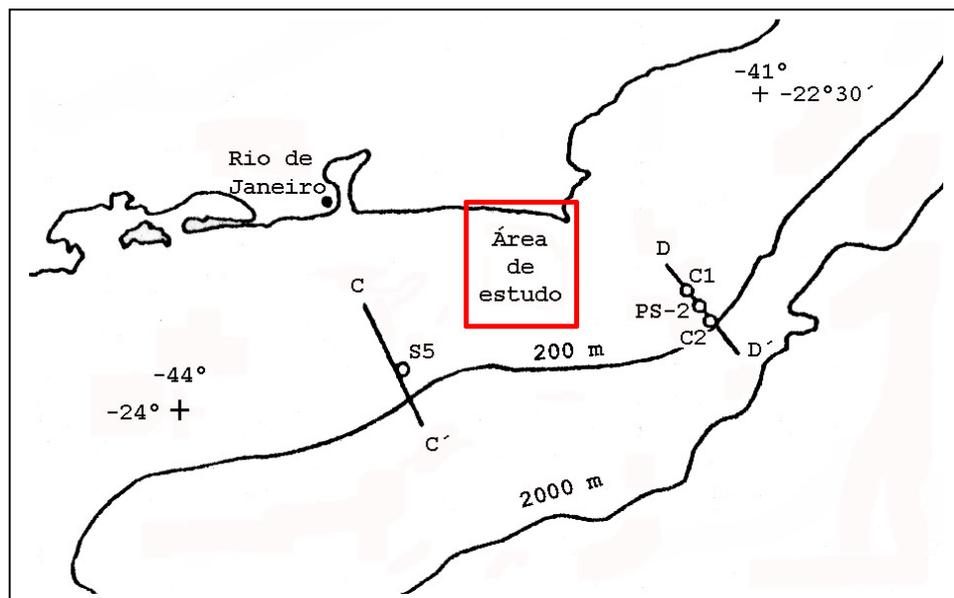
A área desta pesquisa situa-se entre as bacias de Santos e de Campos em um setor conhecido como Alto do Cabo Frio. Carvalho & Francisconi (1981), ao analisar o mapa de isópacas do talude e sopé continental ao largo de Cabo Frio (entre as latitudes  $23^{\circ}30'$  e  $24^{\circ}30'S$ ), verificaram um adelgaçamento do pacote sedimentar que alcança a espessura máxima de 1 km sobre o alto do Cabo Frio. Asmus (1984), baseando-se na interpretação de perfis sísmicos com dados estratigráficos de sub-superfície, apresentou o perfil esquemático da região que envolve as bacias de Santos e Campos (Fig. 3), onde se observa uma espessura de até 2 km de sedimentos. Este alto estrutural foi confirmado por Viviers *et al.* (1998) que concluíram, a partir dos mapas paleoecológicos do talude e da planície abissal, que esta área permaneceu elevada durante o Cretáceo superior. Mapas gravimétricos “ar-livre” da margem continental do SE do Rio de Janeiro, analisados por Dias (1997) e Alves (2002), também comprovam a presença de crosta pré-Cambriana do Alto do Cabo Frio.

O limite norte do Alto do Cabo Frio com a bacia de Campos está melhor definido e foi primeiramente reconhecido por Zembrusky *et al.* (1972) que interpretaram uma lineação correspondente ao arco estrutural que limita a bacia de Campos ao sul, a qual denominaram lineação “X”. Fainstein *et al.* (1975) baseado-se nas anomalias magnetométricas, indicaram a existência de um lineamento de direção aproximada leste-oeste na latitude  $23^{\circ}30'S$  que marca o limite com outra região ao sul, com características magnéticas distintas ao sul do Cabo Frio. Ao norte do Cabo Frio o alinhamento das linhas magnéticas são normais à linha de costa, o que pode refletir uma falha ou a borda de uma bacia sedimentar, ressaltando o limite norte do Alto do Cabo Frio.



**Figura 3** - Perfil esquemático longitudinal entre as bacias de Santos e Campos mostrando o Alto do Cabo Frio e a área da pesquisa (Asmus, 1984 modificado).

A partir do trabalho de Azevedo Jr.(1991) foram inferidos os limites norte da bacia de Santos (perfil C-C') e sul da bacia de Campos (perfil D-D'), (Fig. 4).

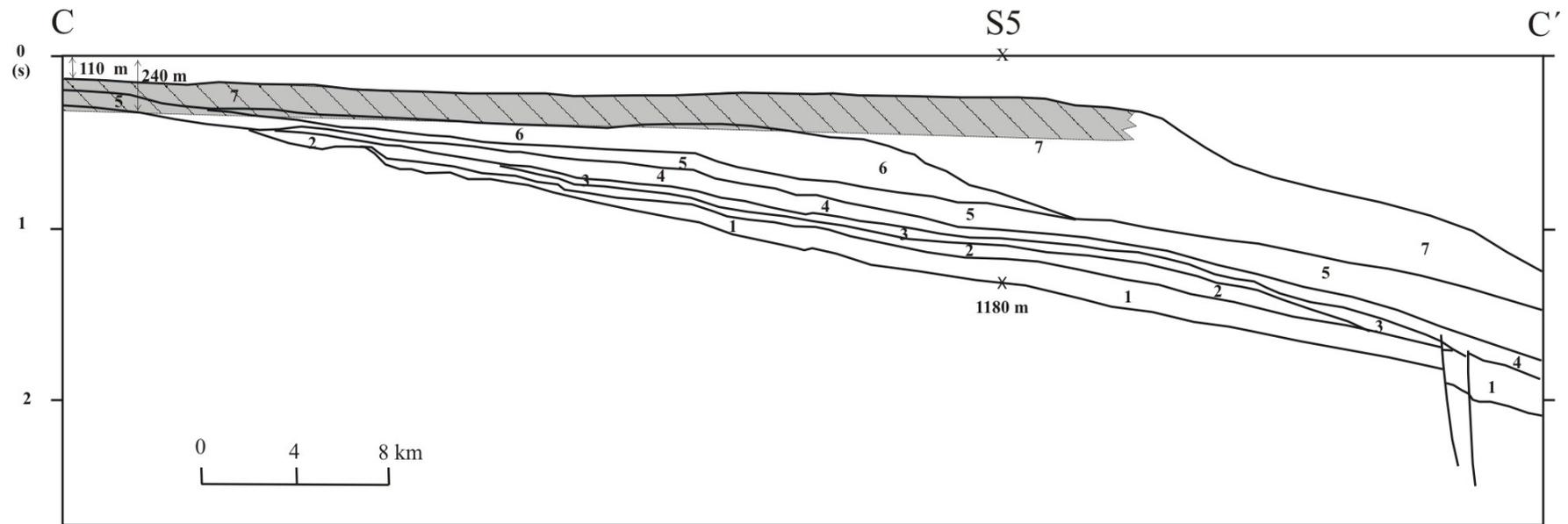


**Figura 4** - Perfis C-C' e D-D' situados ao norte da bacia de Santos e ao sul da bacia de Campos respectivamente e a localização da área deste estudo (Azevedo Jr., 1991).

O estudo do poço S5 do perfil C-C' localizado próximo da isobatimétrica de 185 m, juntamente com a análise da seção sísmica do perfil C-C', permitiram a análise das litofácies das seqüências do Cenozóico superior, definidas com base em nanofósseis calcáreos (Tabela II). O ponto C deste perfil está em uma profundidade de 110 m e a espessura de sedimentos da seqüência Cenozóica é de cerca de 130 m composta pelas seqüências 5 e 7. A seqüência 7 neste ponto do perfil, possui espessura de cerca de 80 m, enquanto que a base da seqüência 5, abaixo dela, representa o limite inferior da seqüência Cenozóica, neste ponto ( Fig. 5).

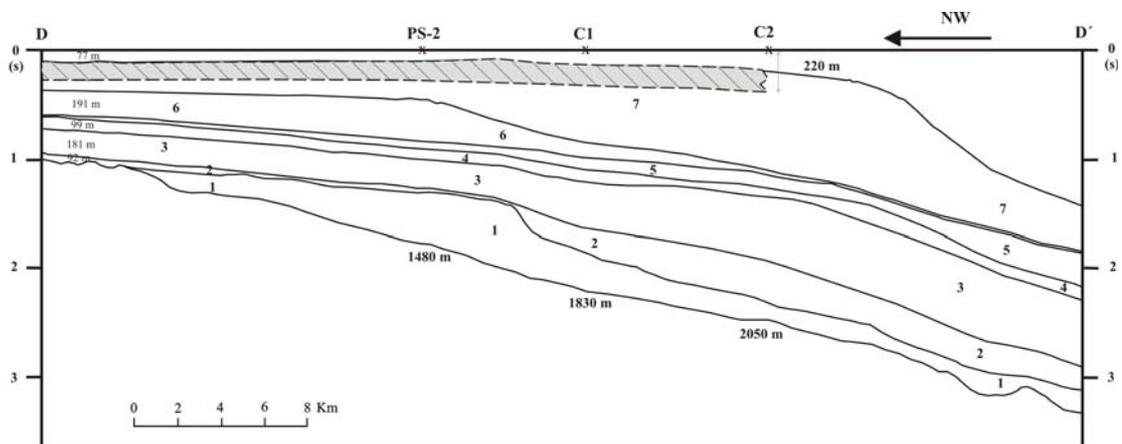
**Tabela II** - Síntese das principais litofácies descritas por Azevedo Jr. (1991) nas seções C-C' e D-D' para as seqüências datadas a partir do meso-Mioceno, de interesse para esta pesquisa.

Seqüência	Idades absolutas (Ma)	seção C-C'	seção D-D'
		Litofácies (poço S5)	Litofácies (poços C1 e C2)
7	1.9 (neo-Plioceno)	- <b>seqüência 7:</b> calcarenitos e calcilutitos e argilitos intercalados com arenitos.	- topo da <b>seqüência 7</b> : calcarenitos
6	8.8 (neo-Mioceno)	- <b>seqüências 6 e 7:</b> argilitos intercalado com arenitos.	- <b>seqüências 6 e 7:</b> argilitos, intercalado com arenitos.
5	14.4 (meso-Mioceno)	folhelhos e arenitos com intercalações de calcarenitos e margas.	folhelhos e margas com poucas intercalações de arenitos.



**Figura 5** - Perfil C-C' - Seção esquemática do norte da bacia de Santos, mostrando as seqüências Cenozóicas (exagero vertical 5x). A área hachurada indica a espessura do pacote sedimentar de interesse para o presente trabalho (Azevedo Jr., 1991).

A análise do perfil de reflexão sísmica da seção D-D', revelou que no ponto D (profundidade de 77 m) o pacote total de sedimentos é de 785 m de espessura enquanto que a seqüência 7 apresenta uma espessura de até 220 m (Fig. 6).



**Figura 6** - Perfil D-D' - Seção esquemática do sul da bacia de Campos, mostrando as seqüências Cenozóicas (exagero vertical 2x). A área hachurada indica a espessura do pacote sedimentar de interesse para o presente trabalho (Azevedo Jr., 1991).

O poço sísmico PS-2 e os poços C1 e C2 mostram que há variações nas taxas de acumulações nas diversas seqüências. As seqüências 6 e 7 apresentam geometria de cunha sigmoidal, com variações laterais de espessura sedimentar semelhantes entre o setor sul da bacia de Campos e centro da bacia de Santos. A seqüência 7 mantém a mesma tendência da seqüência 6, com um significativo influxo de sedimentos terrígenos de granulometria fina em toda a bacia de Santos e no setor sul da bacia de Campos, com uma taxa de acumulação sedimentar de 517 e 437 m/Ma respectivamente. Segundo interpretação de Azevedo Jr., *op. cit.*, esta variação no preenchimento sedimentar das bacias de Campos e de Santos a partir do Mioceno superior, pode ser devida a mudanças na direção do transporte de sedimentos ou de um rejuvenescimento fluvial, sem que necessariamente estejam acompanhados de amplos soerguimentos crustais. Gorini *et al.* (1984) sugeriram que a região em estudo está em equilíbrio isostático há pelo menos 30.000 anos, sendo esta a idade mínima provável para os últimos eventos de progradação sedimentar terrígena para a plataforma continental.

Outro estudo do subfundo desta região foi realizado por Silva (1992) que, analisando informações de poços associadas às interpretações das seções sísmicas exploratórias, propôs um modelo evolutivo para o pós-Mioceno da borda da plataforma, na altura do Cabo de São Tomé. Dois refletores com extensão regional foram mapeados e denominados marco Cinza e marco "P". O primeiro, datado do Plioceno e Mioceno superior, trata-se de uma superfície

caracteristicamente erosiva sobre o pacote Miocênico, cuja espessura do pacote sedimentar a ele sobreposto é da ordem de 175 a 500 m. Na plataforma, o marco Cinza dispõe-se junto a um feixe de refletores subparalelos e, localmente este arranjo, conforme que ocorre sobre os estratos Miocênicos, é perturbado pela presença de canais, com terminações em *toplap* contra o marco Cinza. O segundo, marco “P”, de idade meso-Pleistocênica (cerca de 500.000 anos) está sobreposto a um pacote sedimentar com cerca de 100 m até 125 m de espessura, em uma lâmina d’água de 75 m e, 125 m a 175 m de espessura na plataforma externa. O marco “P” dispõe-se de maneira conforme, subparalelo aos estratos subjacentes e acompanha a forma da batimetria. Algumas perturbações nos feixes de refletores parecem indicar formas canalizadas.

### **3.4.2 – Geologia Quaternária**

#### **3.4.2.1 – Plataforma Continental**

Diversos pesquisadores estudaram a plataforma continental brasileira com o objetivo de identificar terraços que caracterizassem antigos locais de estabilizações do nível do mar conforme pode ser visto resumidamente na Tabela III.

Recentemente Corrêa (1990) apresentou uma curva de variações do nível do mar para a plataforma do Rio Grande do Sul para os últimos 30.000 anos (Fig. 7 (c)), onde ficam evidentes os níveis de -130 m e -110 m.

Ponzi (1978), Zemruscki (1979), Alves & Ponzi (1984) e Costa *et al.* (1988) estudaram a morfologia e o gradiente da plataforma continental do SE do Rio de Janeiro com maior detalhe. Nestes estudos, os pesquisadores identificaram 3 níveis com gradientes distintos, sendo que, a área delimitada para esta pesquisa e apresentada na Figura 1, aparecem apenas os dois níveis superiores. No nível superior, mais inclinado, foram identificados paleo-canais com espessuras de preenchimentos variáveis entre 10 e 40 m e o gradiente deste setor como sendo de 1:257 (0,22°)(Costa *et al. op. cit.*). Alves & Ponzi *op. cit.*, descreveram o nível inferior, localizado abaixo da isóbata de 100 m, como um terraço horizontal, marcado por irregularidades e com marcante progradação sedimentar, com evidências de paleo-linhas de costa que definiram depocentros de sul para norte. O gradiente deste setor é 1:417 (0,14°) e entre as isóbatas de 110 e 130 ocorrem feições batimétricas complexas que foram

interpretadas como um sistema de bancos e cavas, semelhantes ao encontrado nos sistemas laguna/restinga (Costa *et al. op. cit.*).

**Tabela III** – Terraços encontrados na plataforma continental brasileira, relacionados a antigas estabilizações do nível do mar, segundo Kowsmann *et al.*(1974), Kowsmann *et al.* (1977), Kowsmann *et al.* (1978a), Corrêa *et al.* (1980), Costa *et al.* (1988), Ponzi *et al.* (1990) e Muehe *et al.* (1993).

<b>Terraços (m)</b>	<b>Autor</b>	<b>Idade (anos A.P.)(* )</b>
-20 a -25	Corrêa <i>et al.</i> (1980)	7.550
-40	Kowsmann <i>et al.</i> (1978a)	9.000
-32 a -45	Corrêa <i>et al.</i> (1980)	9.000
-50	Corrêa <i>et al.</i> (1980)	10.000
-48 a -60	Muehe <i>et al.</i> (1993)	9 000 a 11 000
-60	Kowsmann <i>et al.</i> (1977)	7.000
	Kowsmann <i>et al.</i> (1978a)	11.000
	Costa <i>et al.</i> (1988)	11.000
	Ponzi <i>et al.</i> (1990)	11.000
-60 a -75	Corrêa <i>et al.</i> (1980)	11.000
-80 a -90	Corrêa <i>et al.</i> (1980)	11.500
-90 a -75	Kowsmann <i>et al.</i> (1978a)	12.000
-110	Kowsmann <i>et al.</i> (1974)	16.000
	Kowsmann <i>et al.</i> (1977)	16.000
	Kowsmann <i>et al.</i> (1978a)	13.000 – 14.000
	Costa <i>et al.</i> (1988)	13.000 – 14.000
	Ponzi <i>et al.</i> (1990)	13.000
-130	Kowsmann <i>et al.</i> (1978a)	15.000
	Costa <i>et al.</i> (1988)	15.000
-170	Kowsmann <i>et al.</i> (1974)	18.000

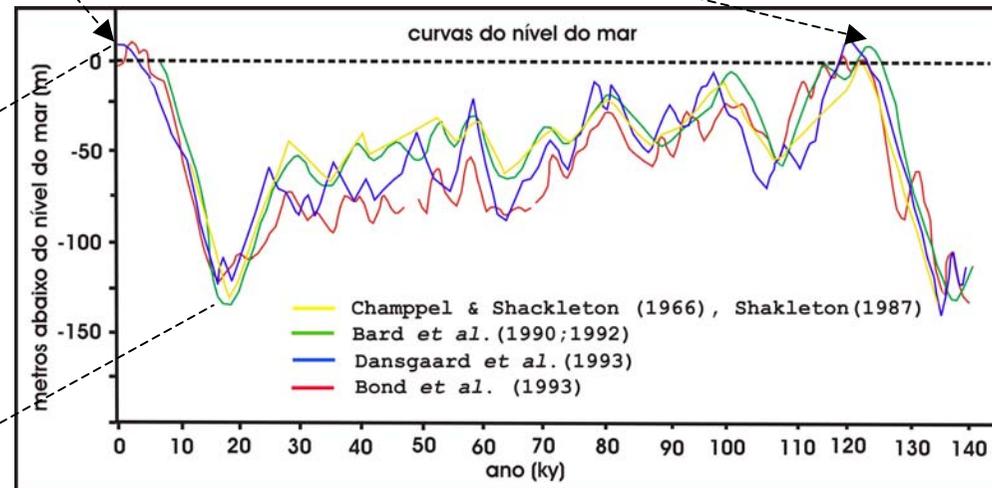
(\*) datações relativas, inferidas pelas evidências morfológicas correlacionadas com a curva de Milliman e Emery (1968).

A composição e textura dos sedimentos superficiais da plataforma continental do SE do Estado do Rio de Janeiro foram estudados por Coutinho (1967), Ottmann *et al.* (1967), Kempf (1972), Rocha *et al.* (1975), Vicalvi *et al.* (1977), Dias *et al.* (1982) e Alves *et al.* (1984). Nestes trabalhos foram descritas duas fácies, uma carbonática e outra terrígena. A fácies carbonática (teor de CaCO<sub>3</sub> > 50%), ocorre na plataforma externa. Na porção sul da ilha do Cabo Frio foram identificados foraminíferos arenáceos e *Carpenteria*, conchas inteiras ou fragmentos de moluscos associados a briozoários, enquanto que ao norte, foram identificadas algas coralíneas do grupo das *Corallinaceae*, *Melobesiae*, tipo *Lithothamnium*), vasas litorâneas (com menos de 30% de calcário) e vasas pelágicas (composta principalmente

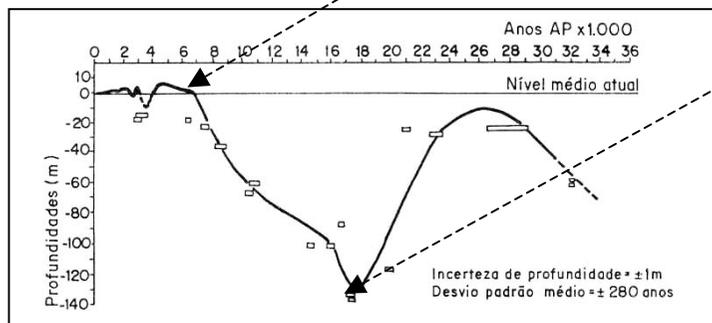
de globigerinas e rotalídeos). Os autores sugerem que as diferenças qualitativas das assembléias biogênicas que ocorrem ao sul e ao norte da ilha do Cabo Frio, resultam da distinção das características das massas d'água entre os dois setores onde, ao norte a massa d'água tropical e ao sul, sub-tropical. A fácies terrígena, que ocorre na porção mais rasa, foi descrita como composta de areias muito finas, subarcoseanas, acinzentadas, com grãos sub-arredondados a subangulosos, bem polidos, com relativo grau de oxidação e, com acentuado conteúdo de minerais pesados e leves.



a) Vail *et al.* (1977)



b) Molina *et al.* (2000b)



c) Corrêa (1990)

**Figura 7** – Curvas de variação do nível do mar para o Cenozóico, segundo Vail *et al.* (1977), Molina *et al.* (2000b) e Corrêa (1990).

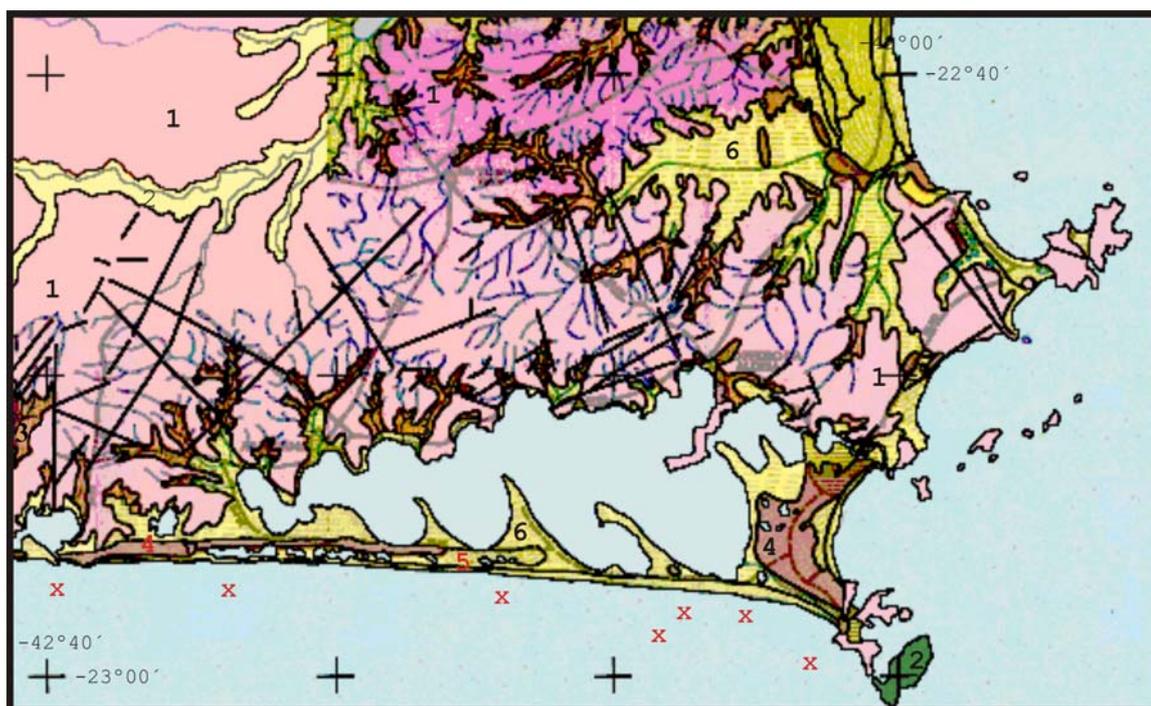
### 3.4.2.2 - Planície Costeira

Os depósitos costeiros Quaternários emersos apresentam importância para este trabalho, uma vez que eles fornecerão informações para a modelagem de ambientes deposicionais pretéritos, possíveis de serem encontrados na plataforma continental.

As restingas que compõe a laguna de Araruama foram estudadas por Zemruski (1979) e Muehe *et al.* (1993) os quais atribuíram importância à saliência da costa na altura da ilha do Cabo Frio para o acúmulo de sedimentos naquela área e, conseqüentemente, para a evolução do que hoje se conhece como laguna de Araruama.

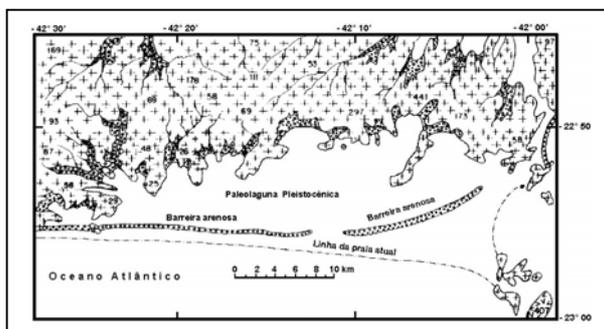
A geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro está sintetizada no trabalho de Martin *et al.* (1997), com o mapa geológico do Quaternário que permitiu a visualização dos principais depósitos responsáveis pelo fechamento da laguna de Araruama (Fig. 8). O modelo sugerido por Martin *op.cit.* é o da formação de ilhas-barreiras durante as transgressões marinhas. A barreira mais interna, caracterizada por sedimentos arenosos, superficialmente brancos, e acastanhados em profundidade, foi considerada como Pleistocênica, com idade mínima de 35.000 anos A.P., com base na datação pelo método do C14 de um pedaço de madeira. Os cordões mais externos, de idade Holocênica, caracterizam-se por estarem topograficamente num nível mais baixo do que o Pleistocênico e pela ocorrência de conchas nas areias não impregnadas por ácidos húmicos.

A evolução das lagunas de Araruama e Saquarema também foi objeto da pesquisa de Barbosa (1997) que, através da identificação da assembléia de foraminíferos, verificou que entre 7.170±110 e 6.530±100 anos A.P. havia uma laguna ampla com a presença de ilhas barreiras à frente; de 5.790±90 a 4.320±100 anos A.P. a laguna de Araruama se instalou definitivamente e há 2.340±90 anos A.P. as lagunas intercordões se individualizaram.

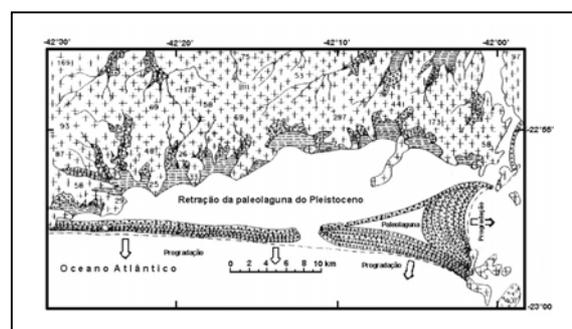


**Figura 8** - Mapa geológico do Quaternário com principais alinhamentos estruturais e pontos de descarga de sedimentos para a plataforma continental. Legenda: (x) pontos de aporte de sedimentos para a plataforma (Guerra, 1993); 1 - Rochas pré-Cambrianas indiferenciadas (Complexo Região dos Lagos), 2 – Rochas intrusivas alcalinas Cretácicas, 3 – Aluviões e Coluviões Pleistocênicos, 4 – Cordão litorâneo Pleistocênico, 5 – Cordão litorâneo Holocênico e 6 – Sedimentos lagunares ou de fundos de baía indiferenciados Holocênicos (Martin *et al.*, 1997); (/) Alinhamentos de falhas, fraturas ou diques (Penha, 1999).

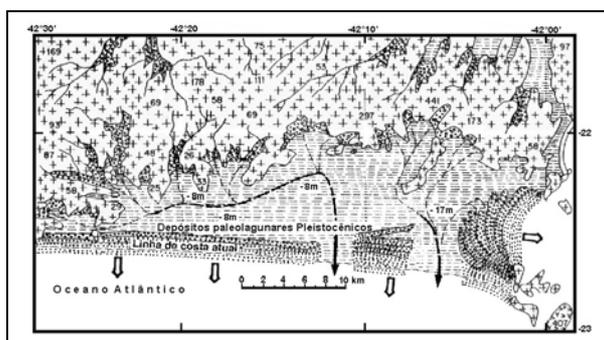
Turçq *et al.*(1999) realizaram uma síntese dos estudos anteriores sobre a evolução da laguna de Araruama e, baseados em dados de testemunhos de sondagens, apresentaram a seqüência da sua evolução paleo-ambiental resumida na (Fig. 9).



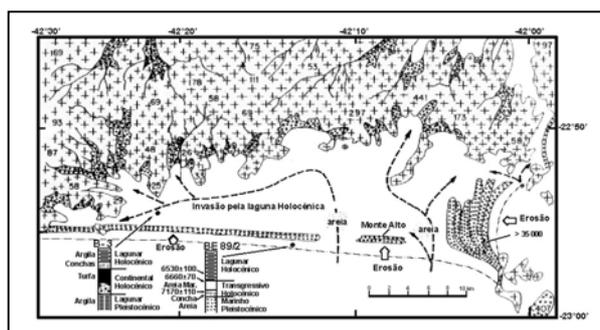
Idade Provável:  $\pm 123.000$  anos B.P.



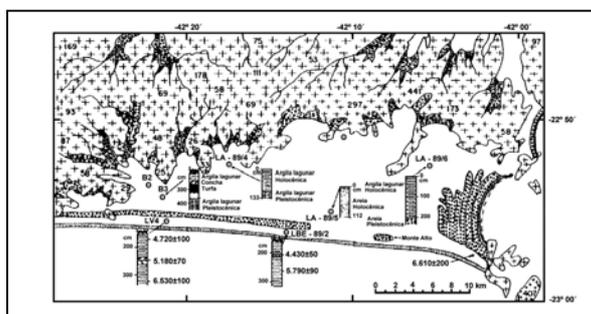
Idade Provável: após 123.000 anos B.P.



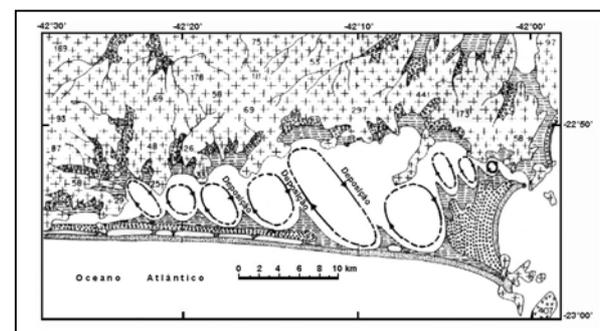
Idade Provável: entre 123 e 7.000 anos B.P.



Idade Provável:  $\pm$  7.000 anos B.P.



Idade Provável:  $\pm$  6.500 anos B.P.



Idade Provável:  $\pm$  3.600 anos B.P.

**Figura 9** - Esquema evolutivo da laguna de Araruama ao longo do Quaternário (Turcq *et al.* 1999).

## **4 – METODOLOGIA**

O relatório final do Projeto Jaguar (Hasse & Ribeiro, 1977), que apresenta o resultado de um experimento de propagação de ondas acústicas, realizado pelas marinhas do Brasil e dos E.U.A., serviu de base para definir os parâmetros geológicos e geomorfológicos necessários à esta investigação, bem como para o dimensionamento da área de estudo. Assim, como o percurso para o experimento foi de cerca de 60 Km, ao longo da isobatimétrica existente entre o Rio de Janeiro e Cabo Frio, foi definida a dimensão da área como sendo de 33x33 milhas náuticas. As sugestões para futuros estudos indicadas neste relatório, indicaram a necessidade de se conhecer mais detalhadamente a morfologia do fundo bem como a composição e textura dos sedimentos superficiais desta área.

### **4.1 - Dados Pretéritos**

Para iniciar os trabalhos do levantamento batimétrico de detalhe da plataforma continental ao largo da laguna de Araruama, foram usadas informações das seguintes Folhas de Bordo (FB) existentes no Arquivo Técnico do Centro de Hidrografia da Marinha (CHM):

- FB-1500-001/79 – Esc.: 1:100 000
- FB-1500-002/79 – Esc.: 1:150 000
- FB-1503-001/85 – Esc.: 1:10 000
- FB-1503-002/85 – Esc.: 1:10 000
- FB-1503-003/85 – Esc.: 1:10 000
- FB-1503-004/85 – Esc.: 1:10 000
- FB-1500-003/86 – Esc.: 1:100 000
- FB-1500-006/86 – Esc.: 1:100 000

As FB originais foram imageadas usando-se a mesa Scanner EAGLE 3640 a qual, compartilhada com a Estação Gráfica de trabalho, permitiu o uso do programa ScanSmith Scan. As FB foram geo-referenciadas a partir de seus vértices externos. A vetorização dos pontos de amarração da rede cartográfica, cujas coordenadas geográficas constam dos respectivos relatórios, permitiu o melhor ajuste entre as FB. A vetorização da sondagem foi feita a partir do centro do valor numérico de cada ponto sondado.

Com os dados da batimetria, espaçados em média 950 m, efetuou-se a interpolação dos dados usando o método *Single grid* do programa *Oasis Montaj* da Geosoft Inc., versão 5.1.8, com tamanho da célula de 50 m. A partir desta interpolação, foram confeccionados

mapas batimétrico e de variações do gradiente. Para a interpolação dos dados para análise do gradiente utilizou-se a seguinte fórmula da primeira derivada:

$$D = \sqrt{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2}$$

A primeira derivada  $D$  forneceu a declividade ou o grau de variação da topografia em determinada direção. Aplicou-se a fórmula para a derivada ao longo do eixo “x” e posteriormente para o eixo “y”. Com estas duas interpolações, buscou-se a derivada total que é a soma da variação topográfica nas direções “x” e “y”.

$$D(ang) \cong \frac{360}{2\pi} a \tan \left[ \sqrt{\left(\frac{ZE - ZW}{2\Delta x}\right)^2 + \left(\frac{Zn - Zs}{2\Delta y}\right)^2} \right]$$

O valor angular da declividade,  $D(ang)$ , refere-se ao ângulo na variação da topografia. Este dado é usado tanto como medida média da tendência, como para a análise das variações locais. Para o caso de dados de plataformas,  $D(ang)$ , apresenta valores muito baixos, assim, qualquer variação pode indicar a presença de feições e estruturas topográficas importantes, Conti (2004).

As canalizações foram obtidas a partir da análise do mapa com contornos batimétricos de 2 m. Utilizando-se a continuidade das virgações das curvas batimétricas foram definidos os talwegues e ao longo destes, traçou-se manualmente linhas indicadoras da possível trajetória do fluxo das correntes no fundo marinho.

Os mapas sedimentológicos foram confeccionados a partir das informações resultantes de análises granulométricas dos sedimentos do fundo disponíveis nos bancos de dados do BNDO e do PGGM, conforme tabela abaixo:

**Tabela IV** - Número de amostras existentes na área de estudo, usadas na confecção dos mapas sedimentológicos.

Fonte	Quantidade de Amostras com Análises Granulométricas Utilizadas		
	Diâmetro médio ( $\Phi$ )	Classificação de Shepard (% de cascalho, areia e lama)	Teor de Carbonato de Cálcio (%CaCO <sub>3</sub> )
CHM - BNDO	333	376	399
PGGM	51	133	39
TOTAL	384	509	438

Usando o programa Oasis Montaj da Geosoft Inc, versão 5.1.8, as amostras foram localizadas no mapa, permitindo o traçado manual dos limites sedimentológicos de acordo com as classificações de Shepard e pelo diâmetro médio, além do mapa de distribuição do teor de carbonato de cálcio.

O levantamento dos dados sísmicos pretéritos permitiu a identificação de várias campanhas com navios estrangeiros realizadas desde a década de 60. Embora os perfis de sísmica de reflexão das comissões VEMA (1967), CONRAD (1973) e VEMA (1974) tenham sido localizados (Talwani *et al.*, 1974), a baixa resolução dos registros não permitiu significativas interpretações para este trabalho. Foram utilizadas as seções sísmicas obtidas nas comissões nacionais, realizadas para atender ao programa de levantamento da plataforma continental brasileira, GEOMAR XVI/80, CENTRATLAN I/ 81 e GEOMAR XX/82 (Fig. 10 e Tabela V).

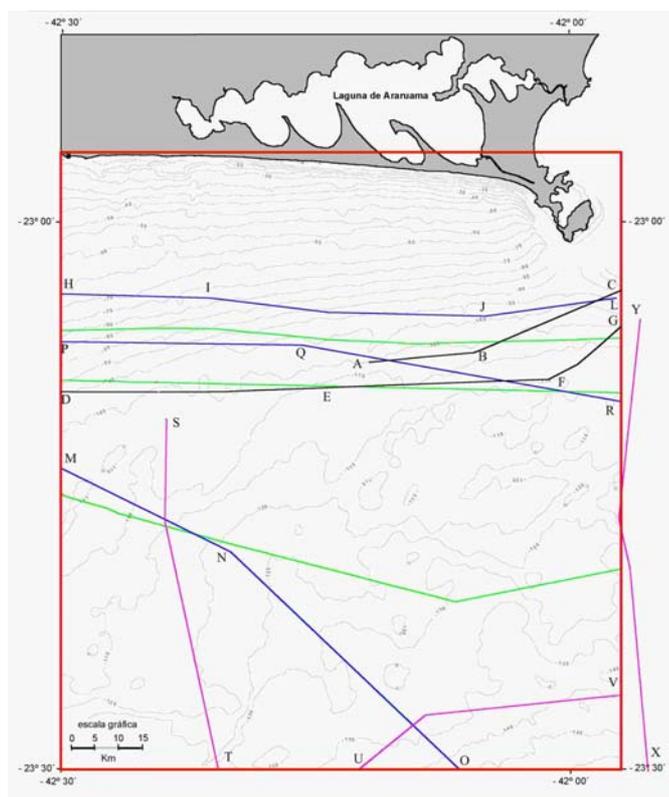
## **4.2 - Coleta de Novos Dados Sísmicos**

Para esta pesquisa foram coletados dados sísmicos de reflexão monocanal, a bordo do AvPqOc Diadorim (IEAPM 01) entre os dias 05 e 08 de maio de 2003. Foram coletados dados de cerca de 210 km que correspondem às linhas 1 e 3 (*dip*), 2 e 4 (*strike*) (Fig. 11 e Tabela V).

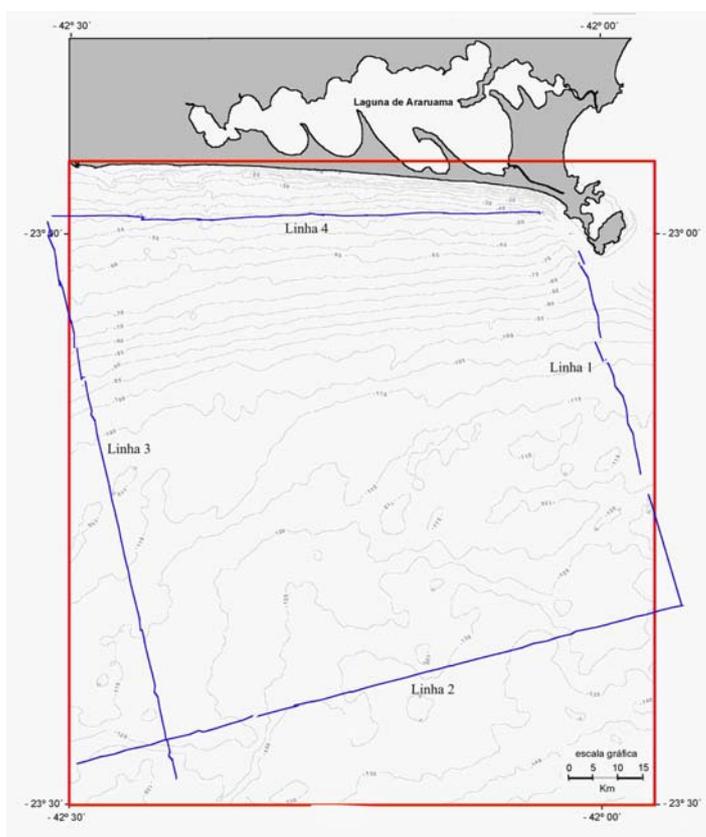
### **4.2.1 - Parâmetros da Aquisição**

Os parâmetros usados para a aquisição dos novos dados sísmicos visaram o estudo detalhado dos primeiros 30 m de sedimentos. Para isso, foram utilizados uma fonte, um banco de capacitores e um centelhador da EG&G modelos 232A, 231 e 267-A respectivamente, um sparker com 3 eletrodos e uma enguia de hidrofones com 8 elementos. Os dados sísmicos foram gravados usando o sistema de gravação da CodaOctopus que simultaneamente gravou as informações de posicionamento obtidas pelo GPS e navegação, integradas pelo sistema Hypack da Coastal Oceanographics.

A velocidade do navio durante o levantamento foi de 5 nós aproximadamente, com o Sparker disparando a uma potência de 500 J e com a frequência de disparo de 500 ms e a largura do pulso de 180 ms. O Sparker ficou posicionado a 15 m de distância da popa do navio enquanto que a enguia de hidrofones permaneceu a uma distância de cerca de 35 m da popa, no bordo oposto (Fig. 12).



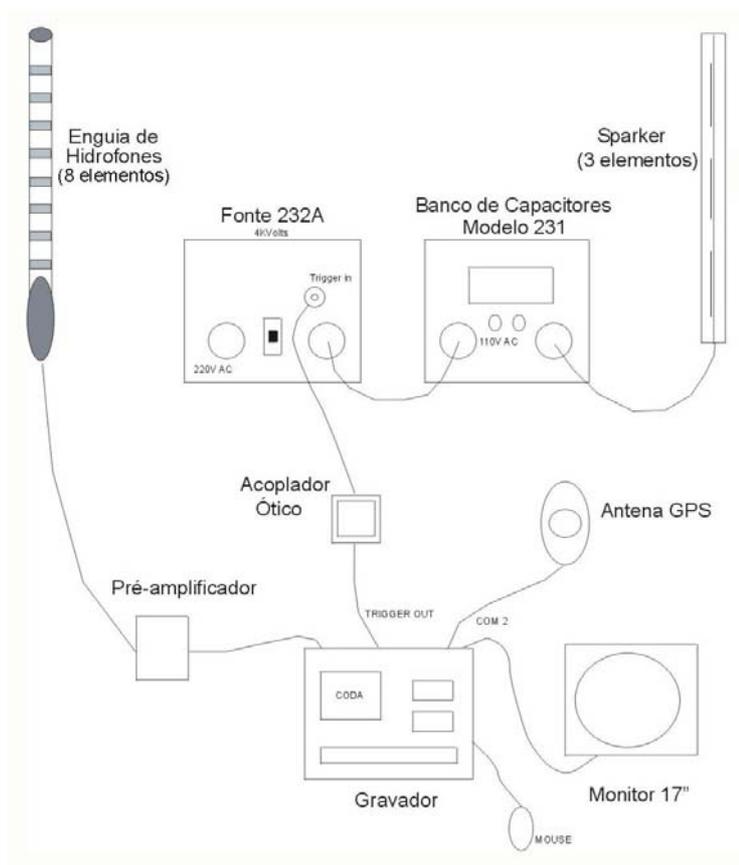
**Figura 10** - Linhas de navegação das comissões sísmicas CENTRATLAN I (linhas pretas), GEOMAR XVI (linhas azuis), GEOMAR XX (linhas magentas) e das Comissões Internacionais (linhas verdes). As características dos levantamentos estão descritas na Tabela V.



**Figura 11** - Linhas de navegação da comissão Diadorim-2003 (linhas azuis). As características do levantamento estão descritas na Tabela V.

**Tabela V** – Descrição das características dos levantamentos sísmicos realizados na área de estudo apresentados nas Figuras 10 e 11.

<b>Cruzeiro/ Navio</b>	<b>Instituição de origem</b>	<b>Equipamento sísmico usado</b>	<b>Data/Hora do perfil sísmico levantado na área de estudo</b>		<b>Distância percorrida (Km)</b>	<b>Símbolos usados nas figuras</b>	
GEOMAR XVI/ Almirante Câmara	IG-UFR/DHN/FINEP	Sparker 1000 J	21/08/1980	Início 06:00 Fim 16:12	61	H-I-J-L	
			11/09/1980	Início 01:15 Fim 05:42	55	M-N-O	
			14/09/1980	Início 14:50 Fim 19:22	62	P-Q-R	
CENTRATLAN I/ Almirante Câmara	Marinhas do Brasil & USA	<i>Air Gun</i>	25/06/1981	Início 13:10 Fim 17:15	29	A-B-C	
			20/07/1981	Início 15:35 Fim 20:57	63	D-E-F-G	
GEOMAR XX/ Almirante Câmara	IG-UFRJ/DHN/FINEP	Sparker 500J	01/12/1982	Início 09:00 Fim 12:26	31	S-T	
			01/12/1982	Início 20:11 Fim 01:40	50	X-Y	
			02/12/1982				
			05/12/1982	Início 23:29 Fim 01:40	31	U-V	
DIADORIM-2003/ Av PqOc Diadorim	IEAPM/MB & LAGEMAR/UFF	Sparker 500J	06/05/2003	Início 22:30 Fim 23:30	43	linha 1	
			07/05/2003	Início 00:00 Fim 07:50	66	linha 2	
				Início 10:30 Fim 17:00	60	linha 3	
				Início 17:20 Fim 22:00	51	linha 4	
			08/05/2003	Início 09:10 Fim 10:40		Raia	
		Início 11:15 Fim 17:00		linha 1			
Total					602 km		



**Figura 12** - Esquema dos equipamentos usados para a aquisição dos perfis sísmicos da comissão Diadorim-2003.

Um dos objetivos iniciais deste estudo foi analisar o sinal emitido pela fonte Sparker e compará-lo com o sinal recebido pelos hidrofonos após sua trajetória no subfundo marinho. Para se conhecer o sinal da fonte sísmica (Sparker) foi realizado um experimento para a medição do sinal da fonte sísmica (Apêndice I, Fig. 43).

Foram realizadas quatro corridas na raia acústica com leituras do sinal da fonte sísmica, Sparker 500 J e Sparker 1000 J. Cada corrida foi realizada duas vezes em sentido oposto para que se pudesse analisar o efeito da declividade do fundo marinho. Também foi realizada uma gravação do sinal do navio mais o ruído ambiente e a gravação do ruído ambiente isoladamente.

Três unidades de XBT, modelo T-10 da Sipican foram lançadas visando monitorar este experimento, bem como obter informações da velocidade do som na coluna d'água e na interface com o fundo marinho durante a aquisição dos dados sísmicos (Apêndice I, Fig. 44).

Para a análise dos registros sísmicos, foi considerada a definição de Badley (1985) que considera que a resolução vertical é função da frequência usada. O resultado da análise da

medição do sinal do Sparker revelou que a energia está distribuída entre as frequências de 100 Hz a 1400 Hz. Utilizando-se a fórmula abaixo, conclui-se que a resolução vertical deste sinal varia de 16,5 m para 100 Hz a 1,17 m para 1400 Hz.

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad \text{onde: } \lambda = \text{comprimento de onda do sinal sísmico.}$$

$v$  = velocidade do som no sedimento

$f$  = frequência da fonte

Como as camadas podem ter o topo e base distinguidos a partir da metade do comprimento de onda ( $\lambda$ ), a resolução vertical do sinal do Sparker, para este trabalho, é de 8,5 m até 0,6 m.

A resolução horizontal ( $rf$ ), segundo Badley *op.cit*, é obtida pela fórmula:

$$rf = \frac{v}{2} * \sqrt{\frac{t}{f}} \quad \text{onde: } rf = \text{raio da zona de Fresnel}$$

$v$  = velocidade da onda no meio (m/s)

$t$  = tempo duplo (s)

$f$  = frequência do sinal dominante (Hz)

Para o cálculo das espessuras das seqüências sedimentares encontradas nos perfis sísmicos adotou-se a velocidade de 1.500 m/s para a velocidade do som na água e 1.650 m/s para a velocidade do som nos sedimentos. Assim, é possível distinguir, teoricamente, no fundo a 50 m de lâmina d'água, objetos com dimensões entre 11,5 m e 8 m considerando as frequências de 100 Hz e 1.400 Hz respectivamente.

Tendo em vista dificuldades encontradas na abertura dos arquivos contendo as informações sísmicas, tornou-se impossível a comparação do sinal da fonte sísmica com os sinais sísmicos após a trajetória pelas camadas do subfundo. Restou a possibilidade da interpretação dos sismogramas a partir da exportação das imagens geradas no gravador da CodaOctopus e posteriormente compostas usando o programa CorelDRAW 10.

Em vista disto, optou-se por alterar os objetivos iniciais, dando mais ênfase à caracterização geológica, aspecto também fundamental para a realização de investigações acústicas do fundo marinho. Esta caracterização inclui o desenvolvimento das principais fases evolutivas desta região a partir do Mioceno Superior - Plioceno (?).

Para a análise do sinal sísmico, Figura 43 (c) do Apêndice I, foram elaboradas rotinas para uso do programa MATLAB.

## **5 – RESULTADOS**

### **5.1 - Subfundo**

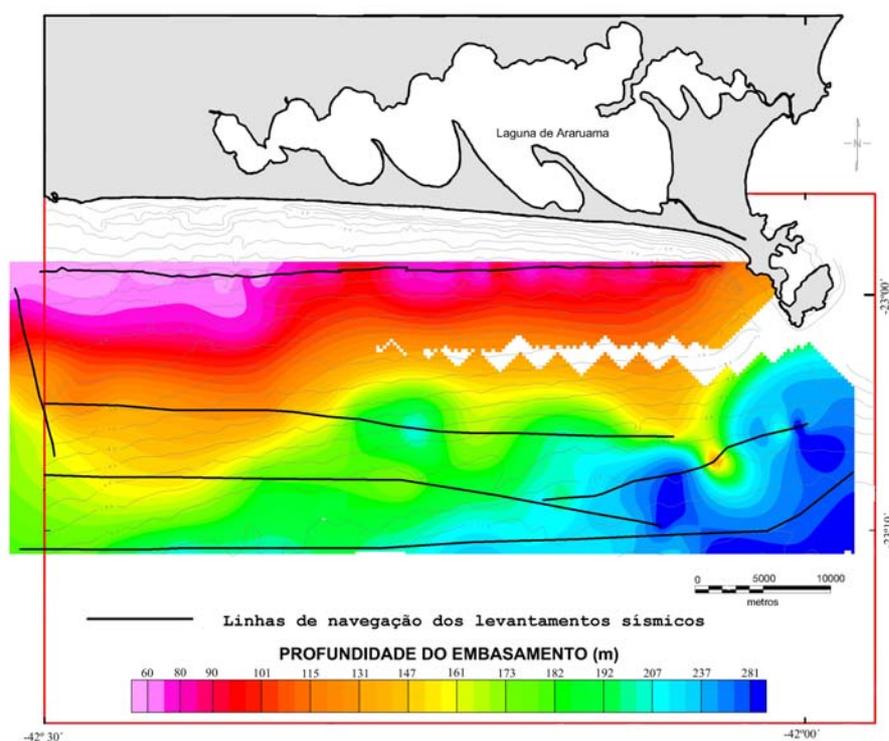
#### **5.1.1 - Embasamento Acústico**

Neste trabalho, foi considerado embasamento acústico o refletor com forte impedância e abaixo do qual não foi mais possível delimitar refletores típicos de acamamento sedimentar, e que pode significar a existência de rochas metamórficas ou vulcânicas semelhantes às rochas que ocorrem na porção emersa.

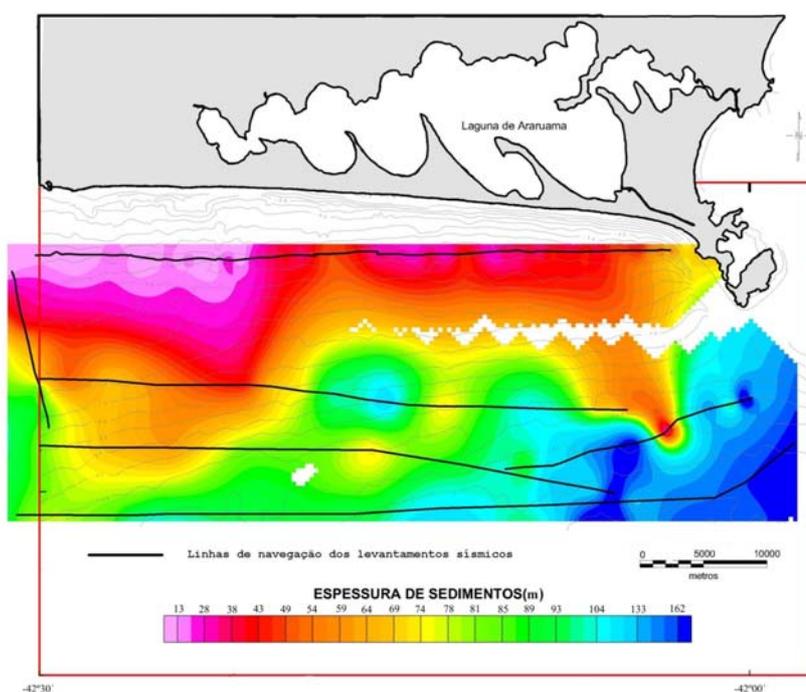
Os dados obtidos nas operações CENTRATLAN I, GEOMAR XVI e Diadorim possibilitaram a delimitação do embasamento acústico em cerca de 115 m de lâmina d'água (Artusi *et al.* 2004).

O embasamento acústico identificado nos perfil da linha 4 obtido na comissão Diadorim aflora ao longo de cerca de 880 m a noroeste da área estudada e aprofunda-se gradativamente em direção a leste, até cerca de 60 m abaixo da coluna de sedimentos, nas proximidades da ilha do Cabo Frio (Fig. 13 e 14). A morfologia do embasamento é irregular, sem grandes desníveis na maior parte dos perfis analisados. Nos perfis da comissão CENTRATLAN I, observou-se que a partir do ponto C e G, em direção a NE, o embasamento acústico não é mais identificado devido ao padrão mosqueado do registro sísmico.

Os registros sísmicos localizados na plataforma externa, atingiram profundidades de até 200 m no pacote sedimentar sem que se observasse refletores característicos do embasamento acústico (Artusi & Figueiredo, 2004).



**Figura 13** – Mapa da profundidade do embasamento acústico (considerou-se o nível do mar como 0 m). Dados obtidos a partir da interpretação dos perfis sísmicos das comissões GEOMAR XVI, CENTRATLAN I, e Diadorim.



**Figura 14** – Mapa de espessura de sedimentos sobre o embasamento acústico. Dados obtidos a partir da interpretação dos perfis sísmicos das comissões GEOMAR XVI, CENTRATLAN I e Diadorim.

### 5.1.2 – Pacote Sedimentar

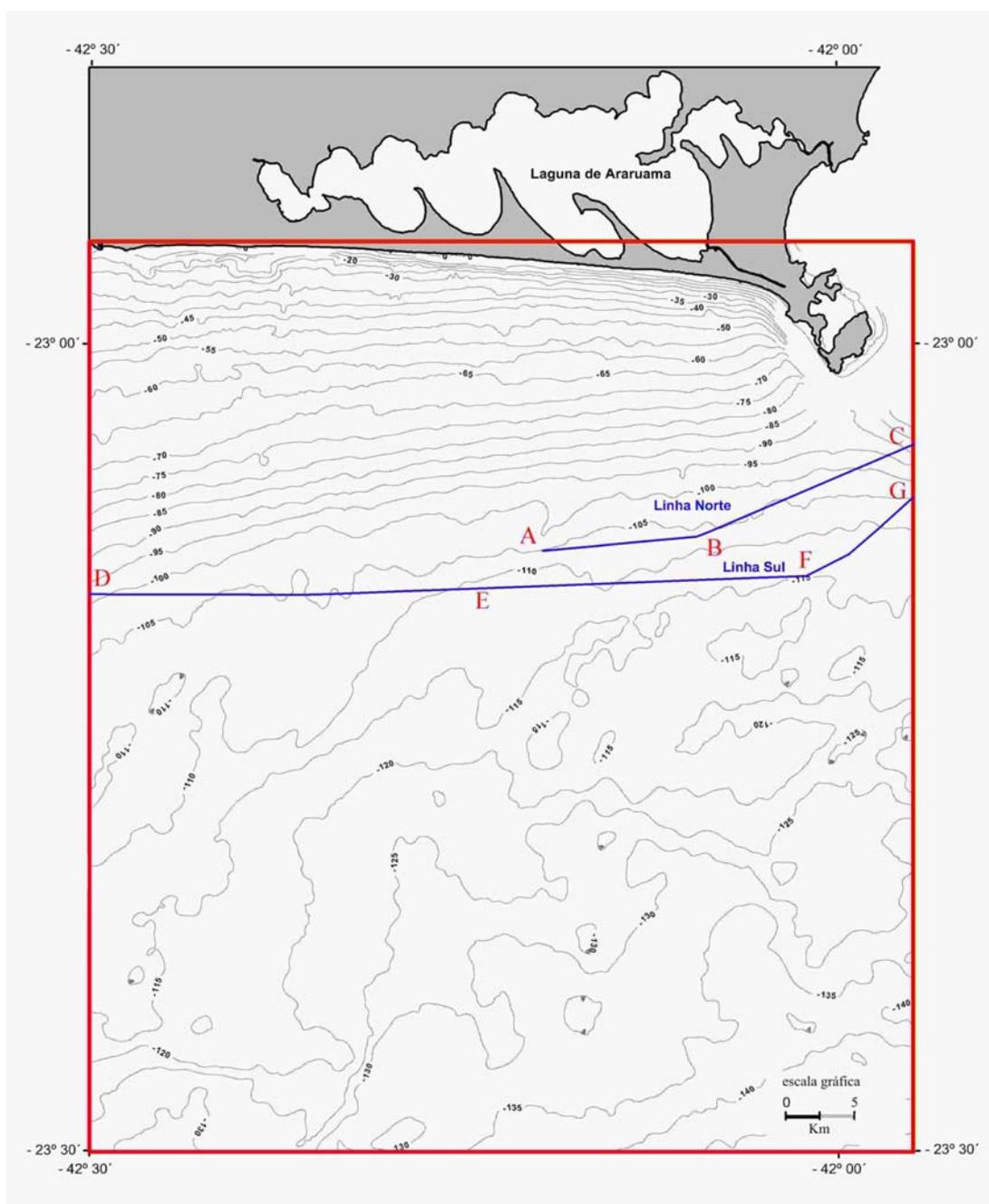
Os parâmetros do sinal sísmico usados para a aquisição das seções sísmicas das comissões CENTRATLAN I e GEOMAR XVI possibilitaram investigações até cerca de 200 m da coluna de sedimentos, enquanto que os usados nas comissões GEOMAR XX e Diadorim privilegiaram a maior resolução das camadas, com o sinal atingindo até cerca de 120 m de profundidade. O cálculo da resolução vertical a partir dos dados da comissão Diadorim, permitiu visualizar camadas com até 4 m de espessura, em média e a resolução horizontal calculada foi, em média, 70 m.

A interpretação dos perfis das comissões CENTRATLAN I, GEOMAR XVI e GEOMAR XX (Fig. 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21 e 22) bem como as interpretações dos perfis sísmicos da comissão Diadorim (Fig. 23, 24, 25 e 26), revelaram que, as camadas possuem um maior mergulho em direção ao talude, com suave inclinação em direção à bacia de Campos, ao norte. As seções transversais às isobatimétricas revelaram cliniformas mergulhantes em direção ao talude, com ângulos maiores na base do pacote sedimentar e suaves em direção ao topo. As seções paralelas à linha de costa (linha 2 da comissão Diadorim e seções UV da comissão GEOMAR XX) por sua vez, revelam refletores praticamente plano-paralelos com suave mergulho em direção à bacia de Campos, na base e em direção a bacia de Santos no topo do pacote sedimentar investigado. Isto pode significar uma mudança no transporte de sedimentos para o sul ou, então, as seções sísmicas não estão dispostas no sentido transversal a direção do principal transporte, e esta suave inclinação é aparente.

Não foi possível mapear a espessura do pacote sedimentar ao longo de toda a área de estudo, ficando restrito às plataformas interna e média (Fig. 14), uma vez que o embasamento acústico foi identificado apenas nos perfis da comissão CENTRATLAN I e nas partes mais rasas dos perfis das comissões GEOMAR XVI e Diadorim.

No perfil ABC da comissão CENTRATLAN I, foram verificadas grandes irregularidades no embasamento acústico, com desníveis acentuados, com uma coluna de sedimentos de, no mínimo, 200 m, onde também foi identificado o embasamento sobreposto por cerca de 40 m de sedimentos (Fig. 14). Os refletores que caracterizam o pacote sedimentar não apresentam definição suficiente que permita a identificação das seqüências e sua

associação com o restante dos perfis sísmicos analisados, entretanto, é notável o aumento da espessura do pacote sedimentar nos pontos C, F e G.



**Figura 15** - Posição das seções sísmicas ABC e DEFG da comissão CENTRATLAN I. Fonte sísmica: Air-gun.

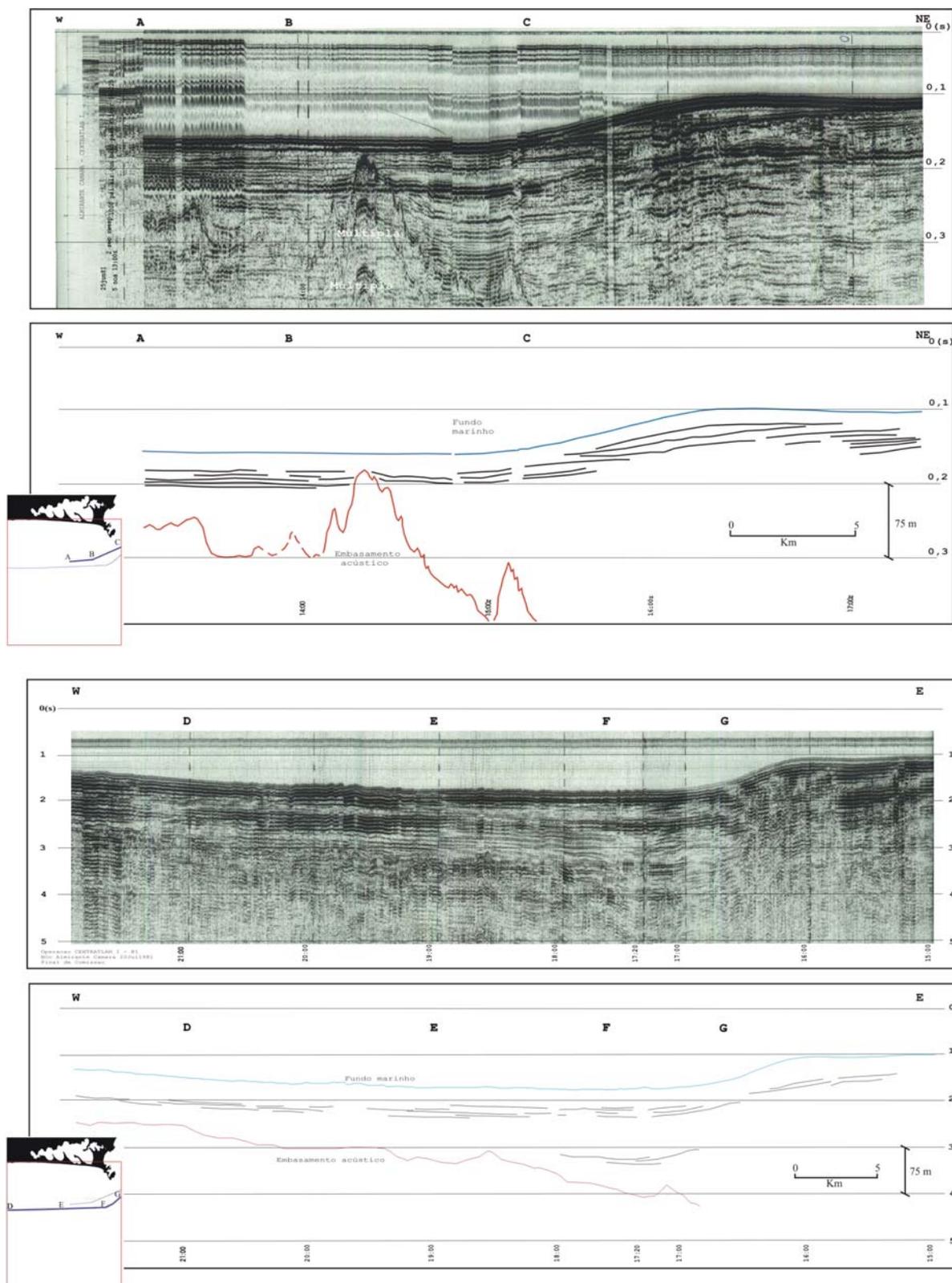
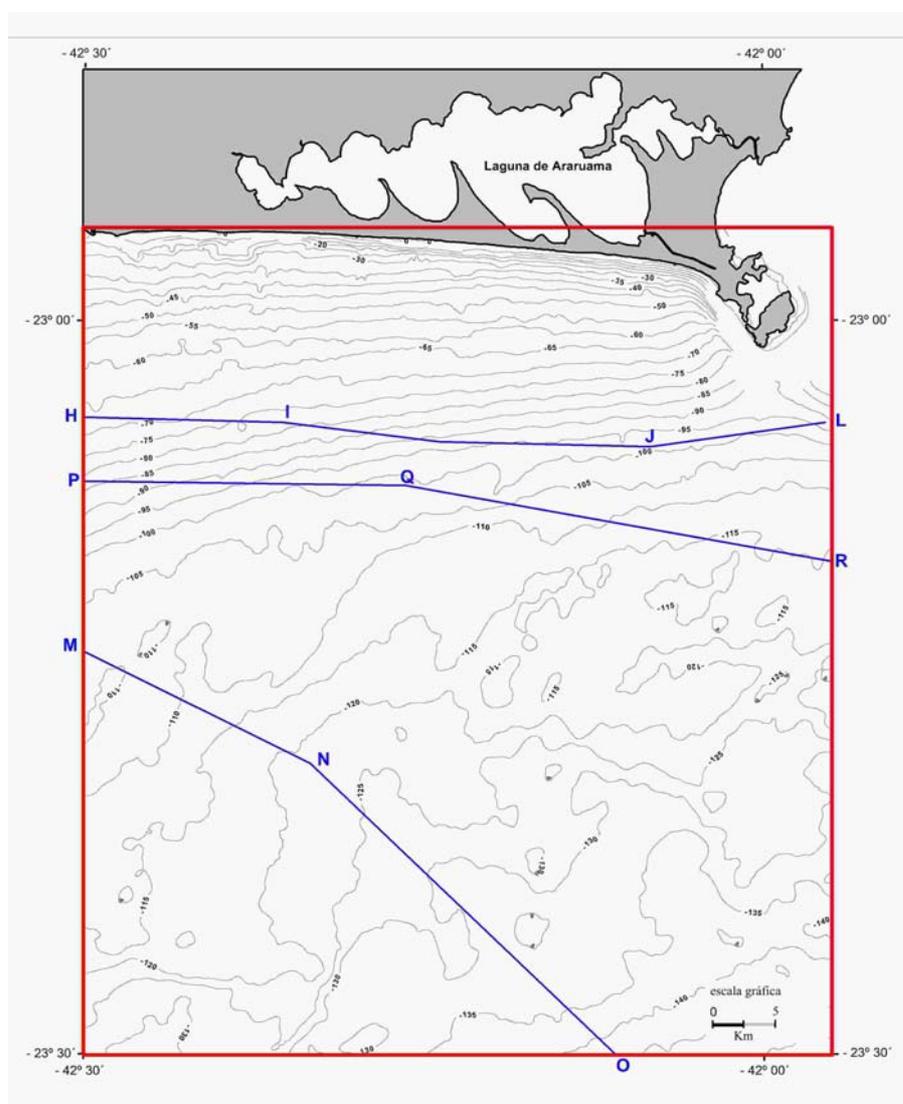
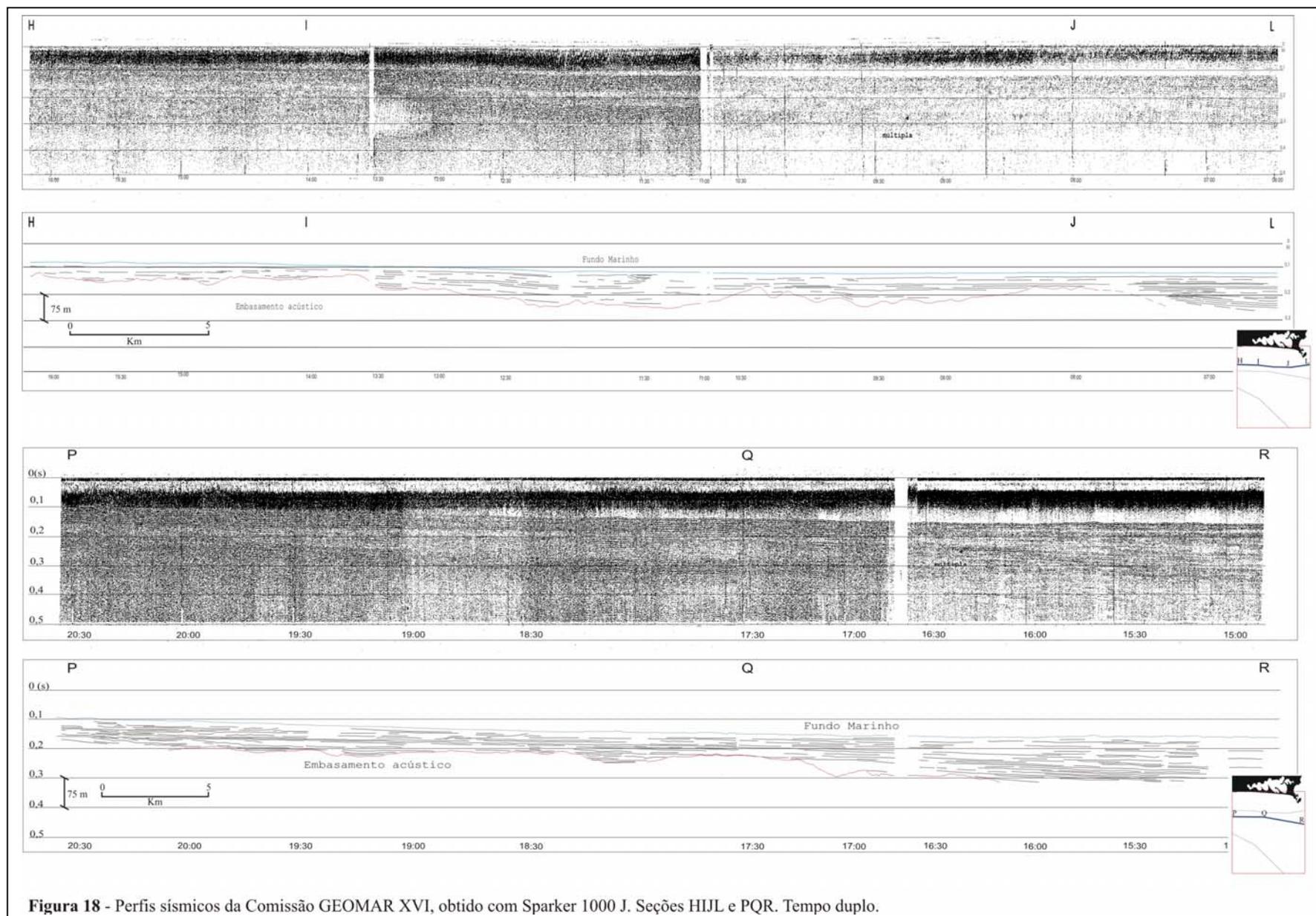


Figura 16 -Perfis sísmicos da Comissão CENTRATLAN I-81. Fonte sísmica Air Gun. Secções ABC e DEFG.Tempo duplo.

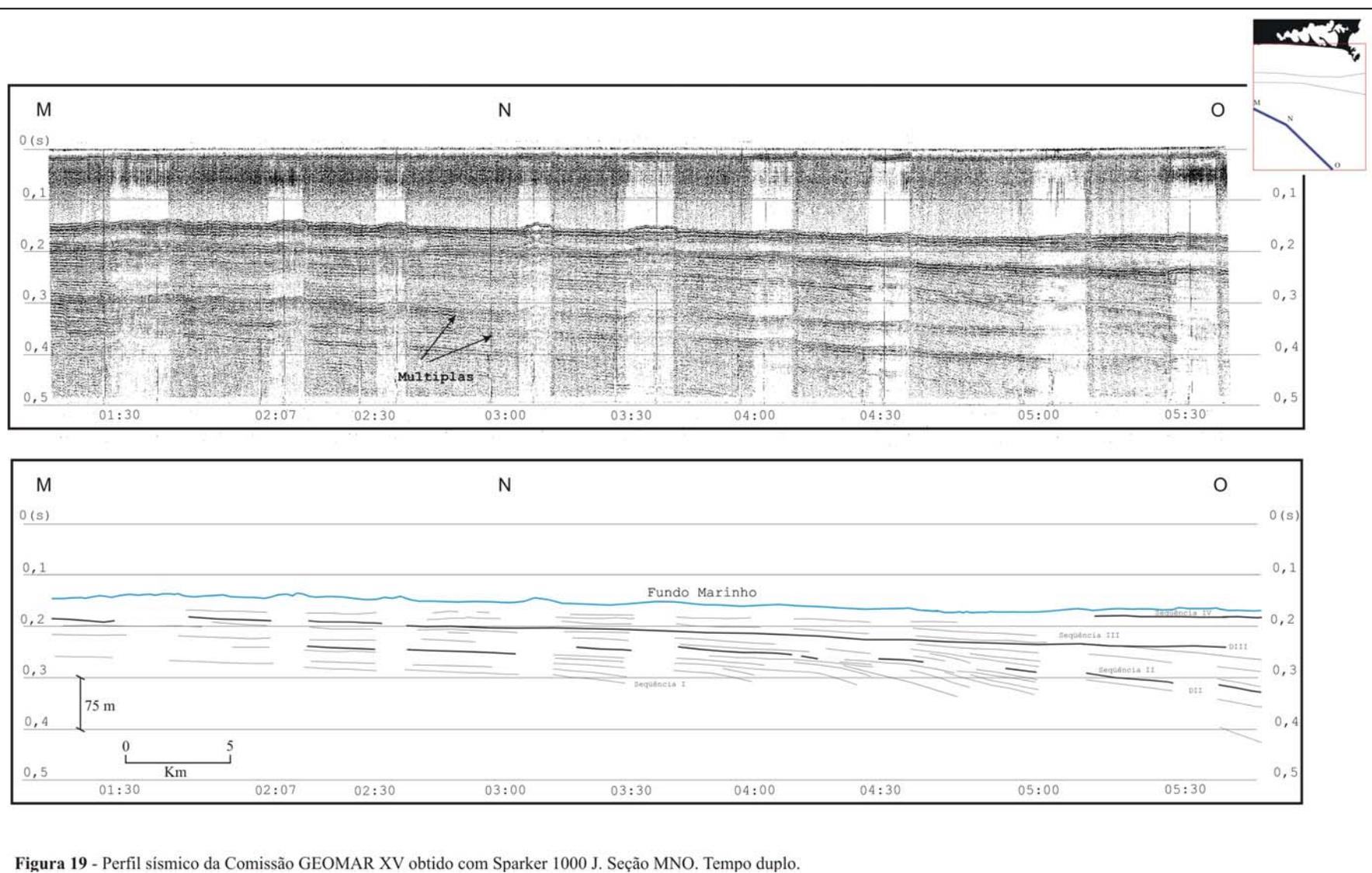
Os perfis sísmicos da comissão GEOMAR XVI também permitiram mapear o embasamento acústico nas seções HIJL e PQR. Nelas, o embasamento acústico deixa de ser observado na porção leste da área de estudo. A geometria das camadas sedimentares acompanha a inclinação do fundo marinho. Observa-se também uma suave variação na cor do registro sísmico, que fica mais claro à leste. Internamente, algumas camadas claras com maior espessura entre os pontos HI e PQ também são observadas. O sinal sísmico da seção MNO não foi suficiente para atingir o embasamento acústico da plataforma externa, entretanto, pode-se observar cliniformas progradantes na base da seqüência bem como um suave clareamento do registro sísmico em direção ao talude (ponto O, Fig. 17 e 19).



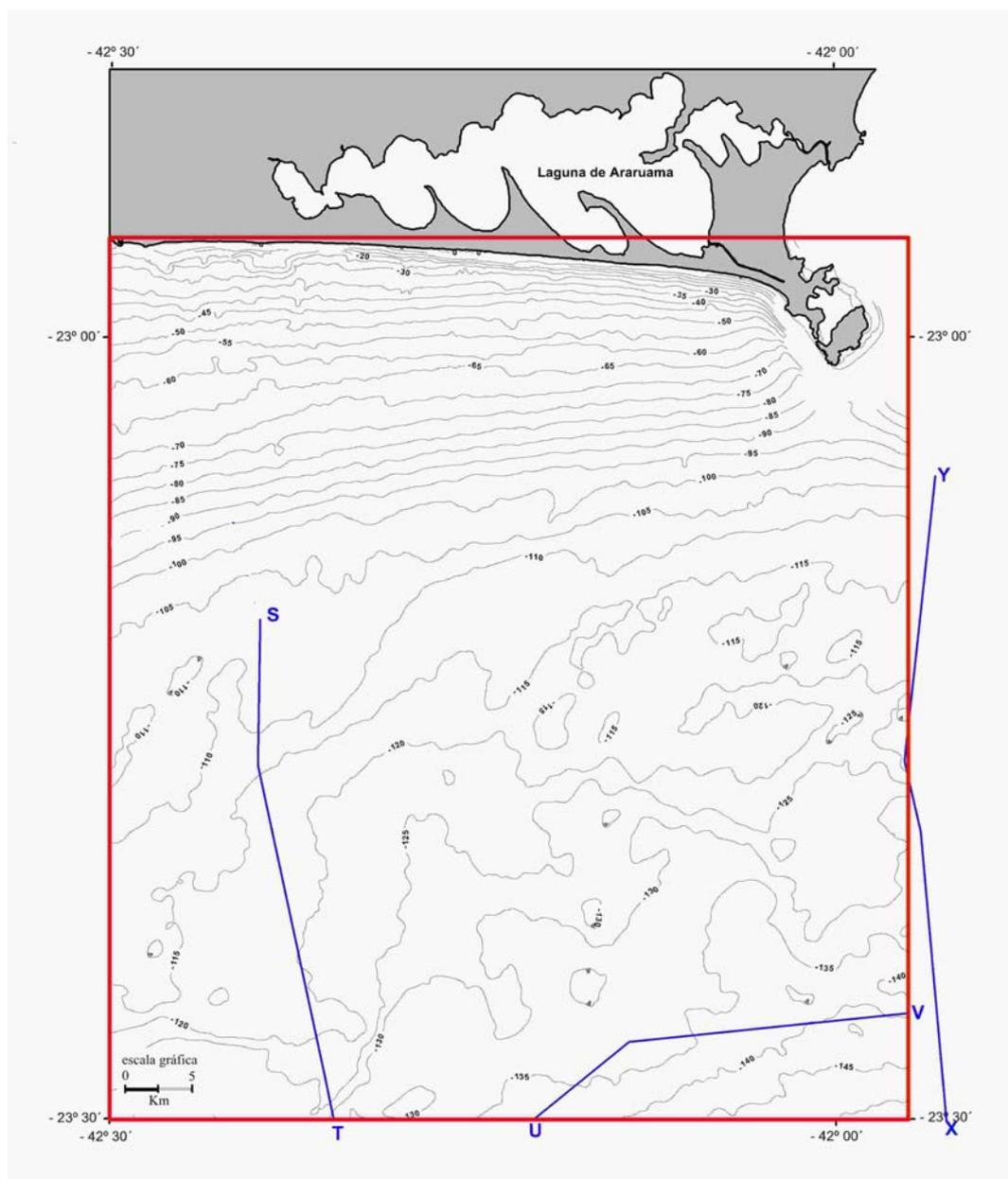
**Figura 17** - Posição das seções sísmicas HIJL, PQR e MNO obtidas na Comissão GEOMAR XVI. Fonte sísmica: Sparker 1000 J.



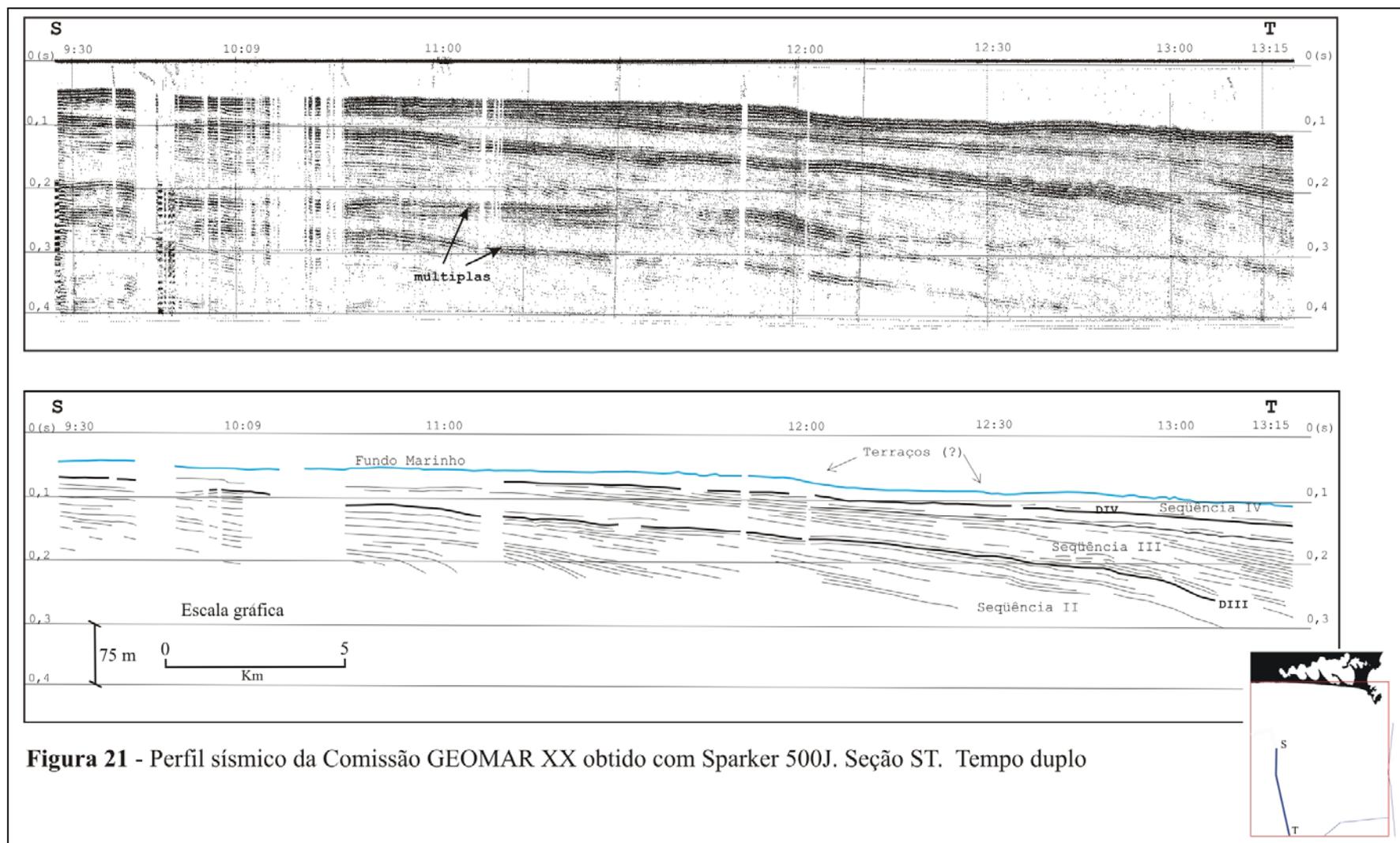
**Figura 18** - Perfis sísmicos da Comissão GEOMAR XVI, obtido com Sparker 1000 J. Seções HIJL e PQR. Tempo duplo.

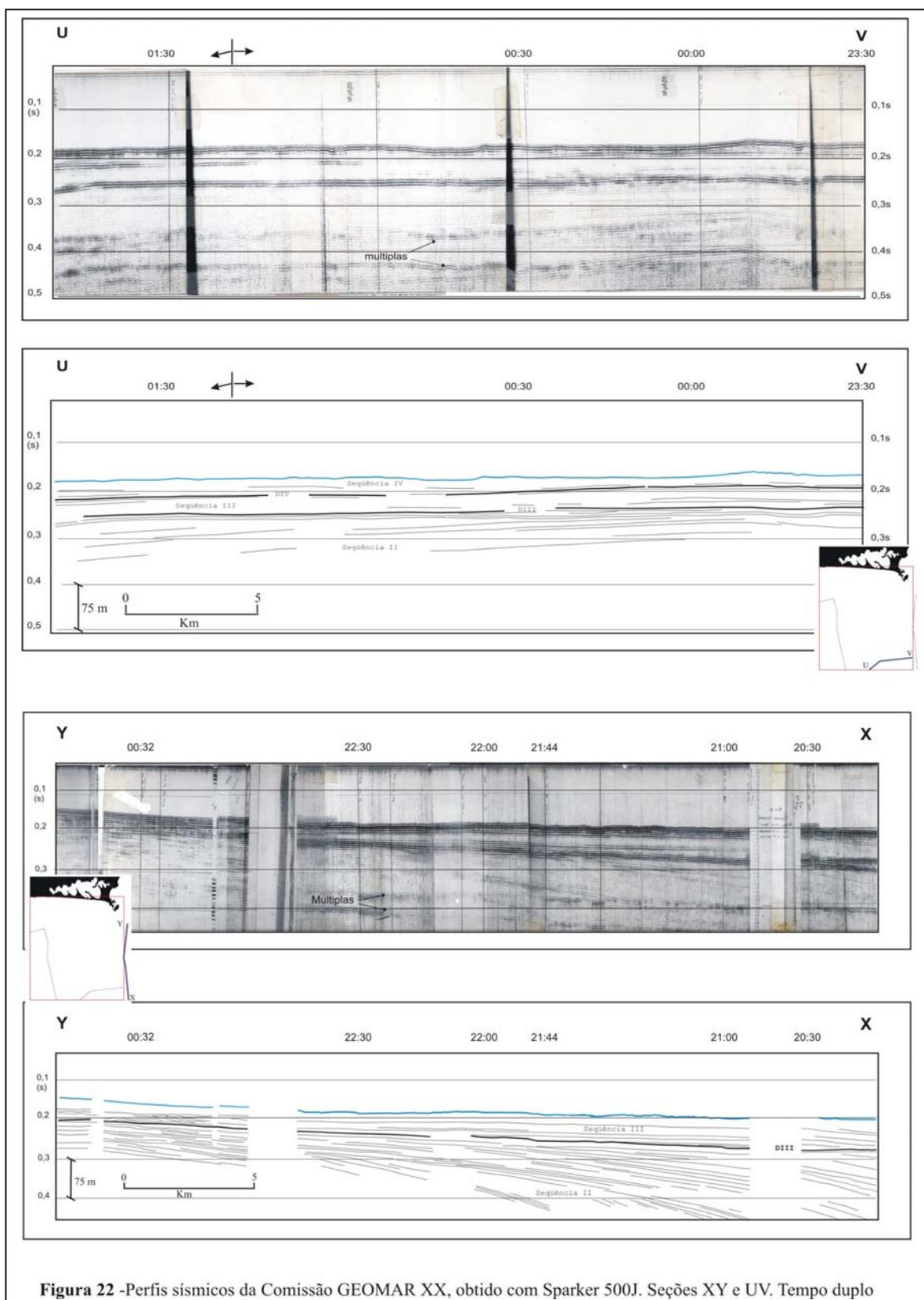


Os parâmetros da aquisição dos perfis sísmicos da comissão GEOMAR XX permitiram uma maior resolução das camadas sedimentares do fundo marinho. A profundidade atingida pelo sinal foi de cerca de 100 m. Nas seções ST e XY observam-se refletores com inclinações diversas porém mergulhantes na direção do talude, enquanto que na seção UV, localizada na parte mais profunda, verificou-se o paralelismo dos refletores. Nestes perfis foi possível a identificação das Sequências sedimentares II, III e IV.

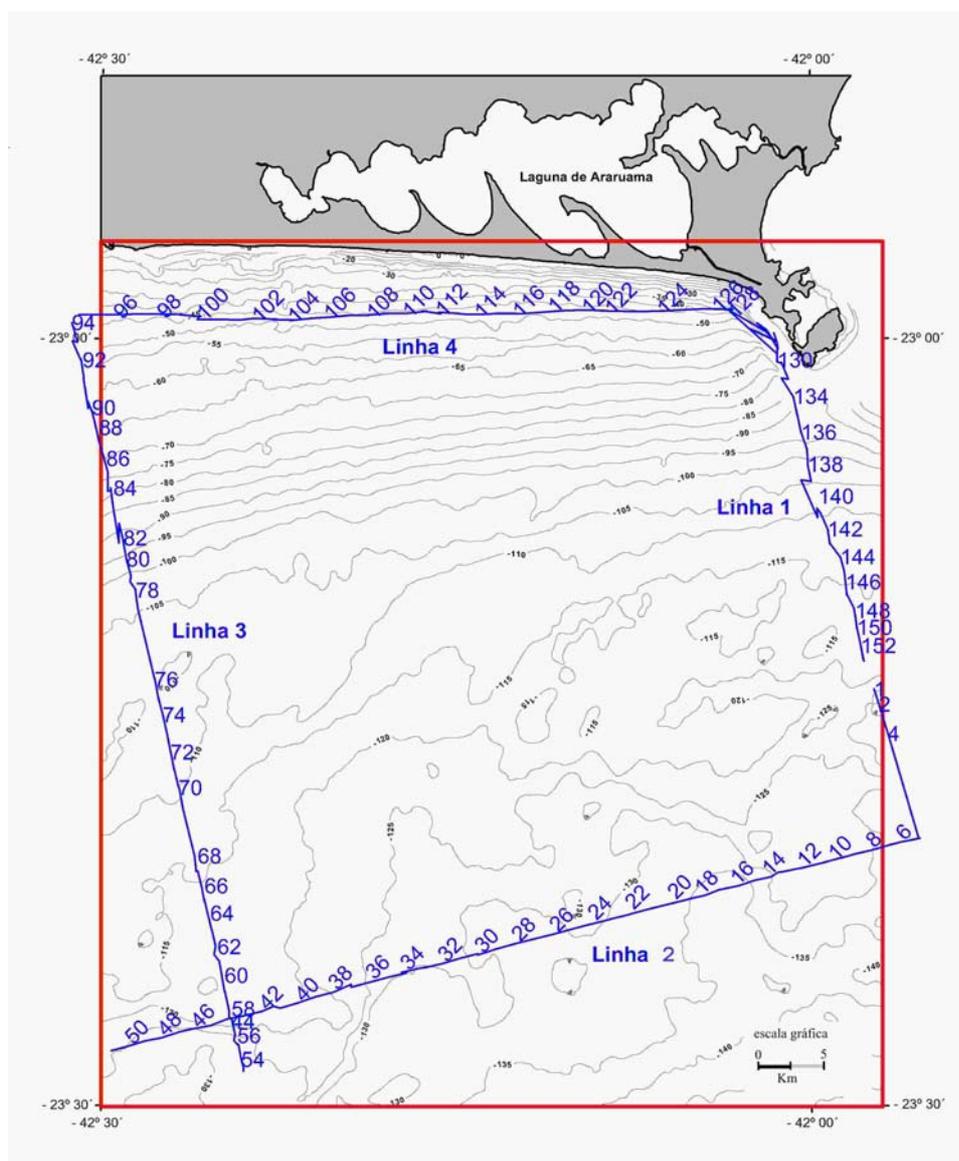


**Figura 20** – Posição das seções sísmicas ST, UV e XY obtidas na comissão GEOMAR XX. Fonte sísmica: Sparker 500 J.

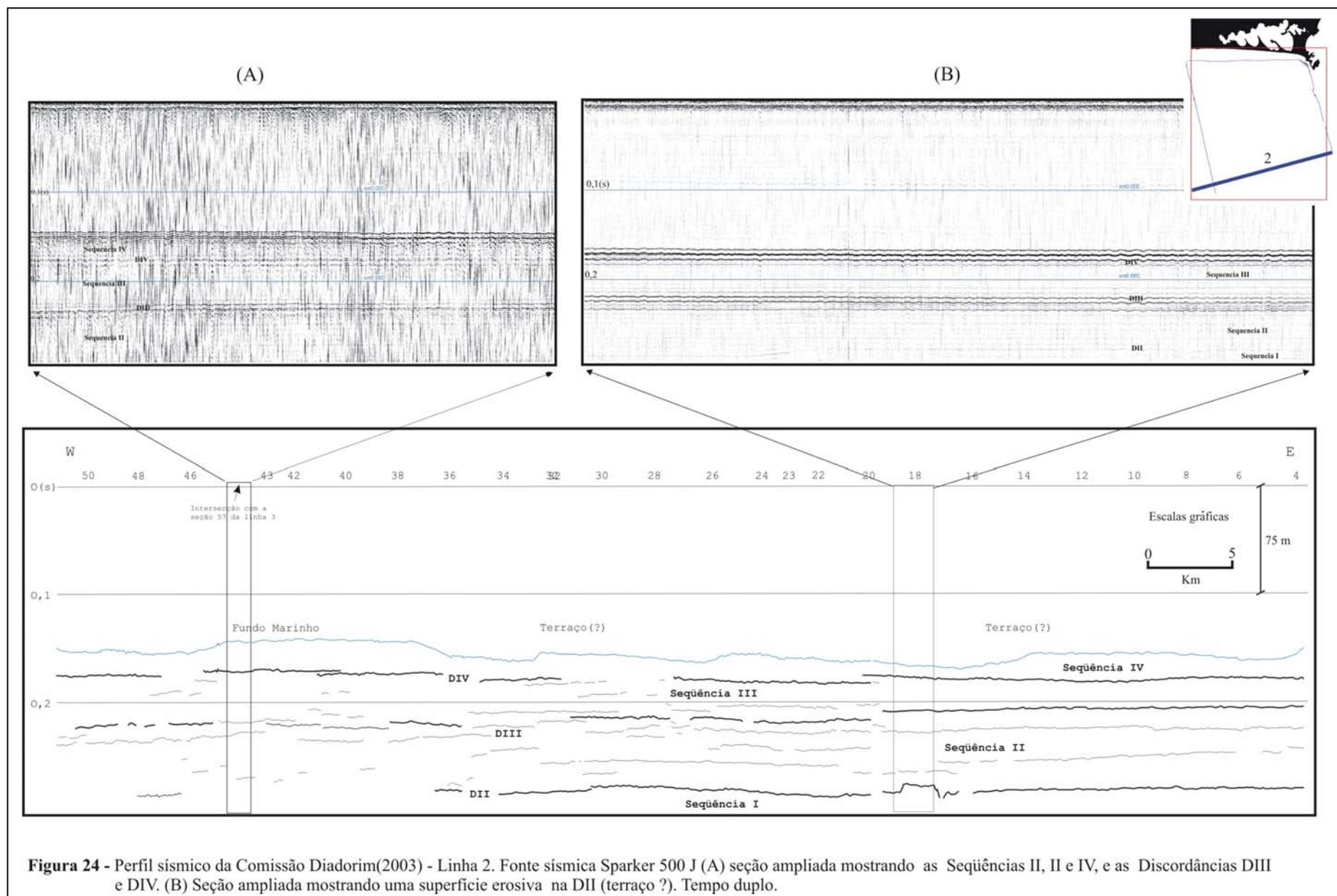


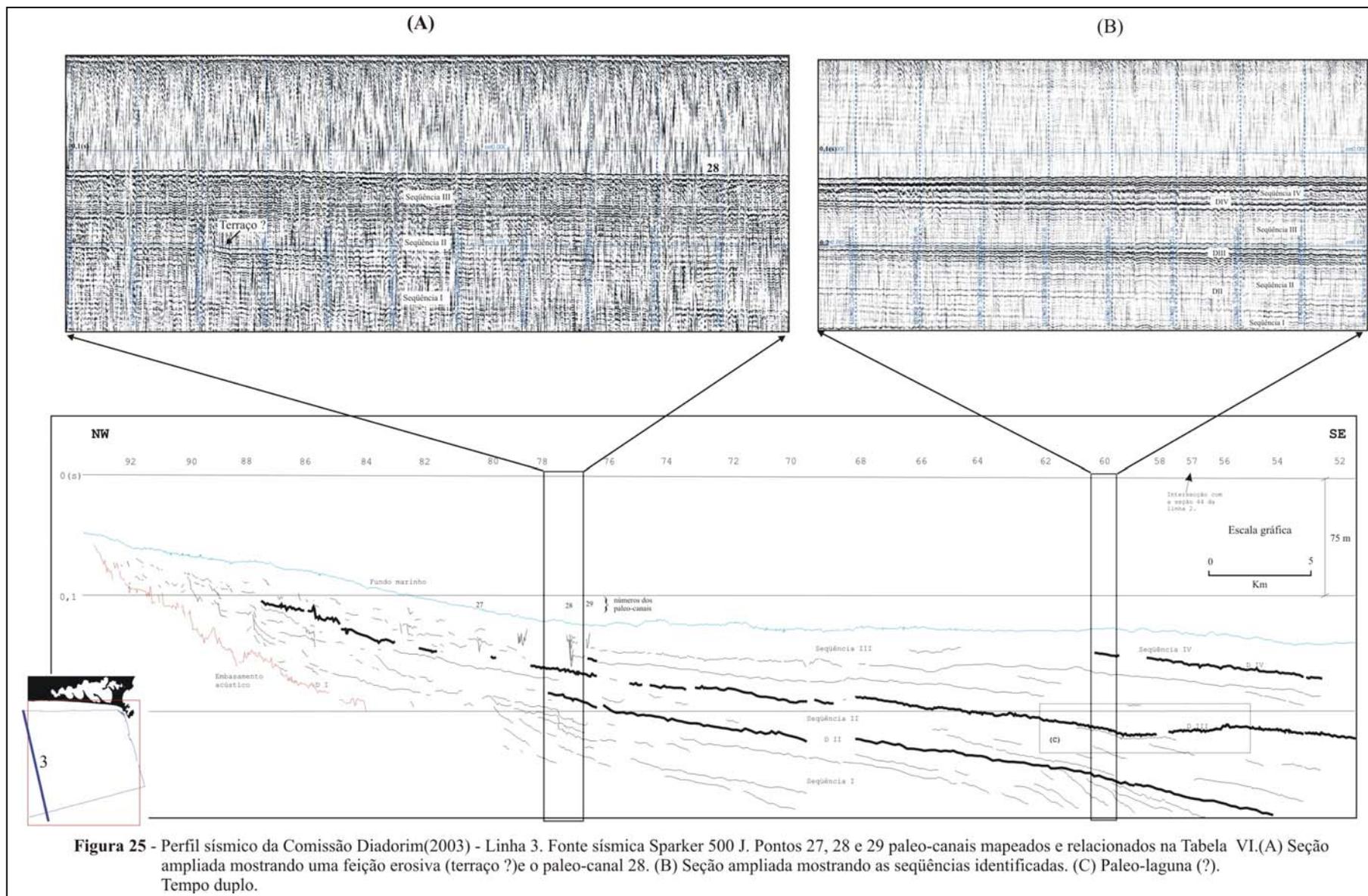


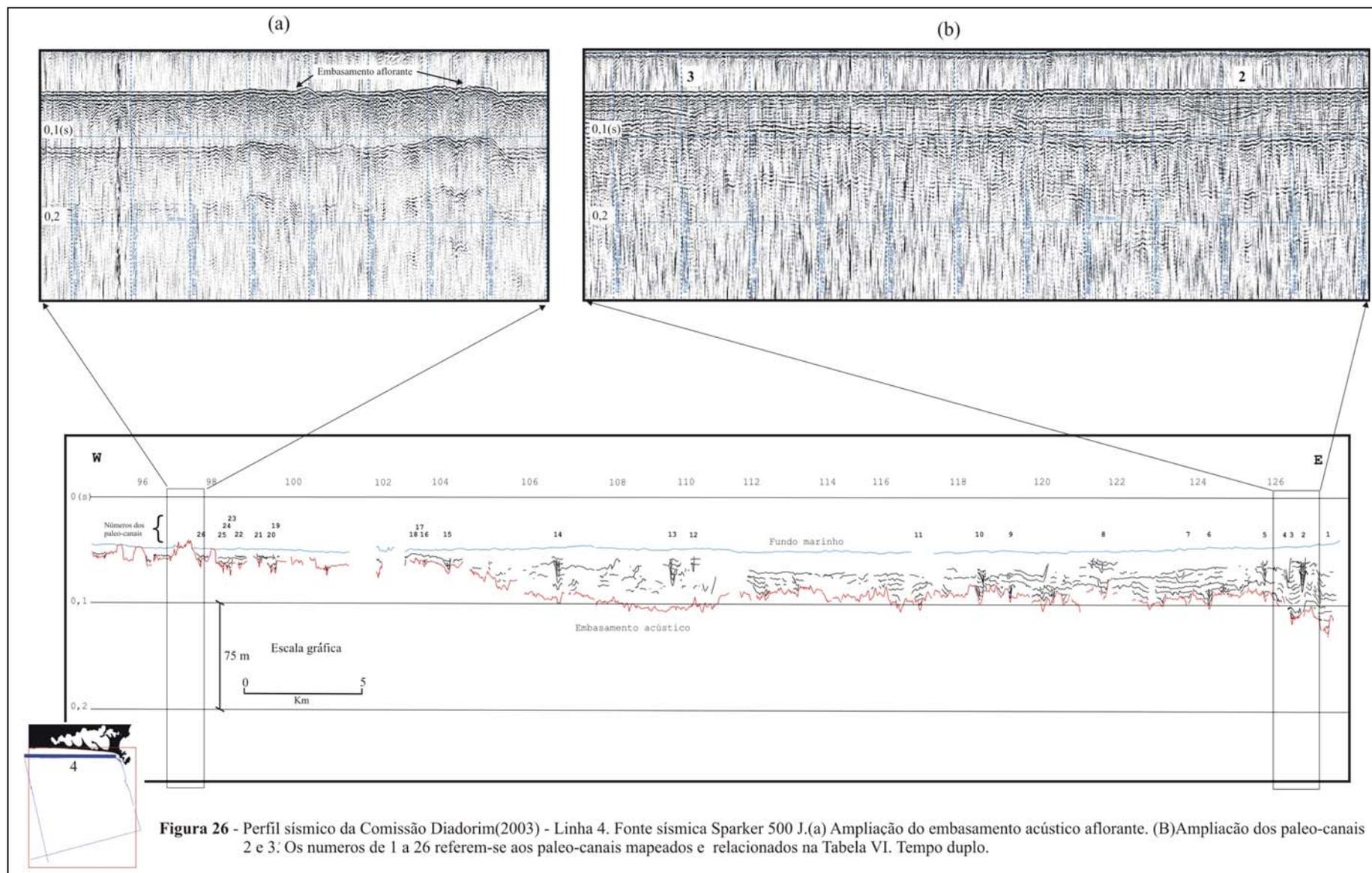
A aquisição dos perfis sísmicos da comissão Diadorim foi direcionada para o maior detalhamento dos primeiros 30 metros de sedimentos. A profundidade máxima atingida pelo sinal sísmico observado nos perfis das linhas 2, 3 e 4 foi de até 125 m (Fig. 24, 25 e 26). A seção sísmica da linha 1 não foi analisada pela baixa qualidade dos registros.



**Figura 23** – Posição das linhas sísmicas 1, 2, 3 e 4 obtidos na comissão Diadorim-2003. Fonte sísmica: Sparker 500 J.







As análises e interpretações das seções sísmicas das comissões GEOMAR XVI, GEOMAR XX e Diadorim-2003 possibilitaram a delimitação de quatro seqüências sedimentares (Seqüências I, II, III e IV) sobre o embasamento acústico, separadas por quatro discordâncias (DI, DII, DIII e DIV).

Foi denominada Discordância I (DI) a discordância erosiva que se apresenta como um refletor sísmico irregular que separa o embasamento acústico dos refletores que caracterizam o pacote sedimentar a ele sobreposto.

As Seqüências I, II, III e IV se caracterizam por refletores inclinados em direção ao talude como seqüências expansivas e por apresentarem uma camada inferior semitransparente acusticamente, uma vez que nelas os refletores estão pouco definidos. A porção superior de cada seqüência é marcada por refletores bem fortes e sub-horizontalizados, cujo topo definiu as Discordâncias DII, DIII e DIV. A espessura máxima do pacote de sedimentos encontrada foi de 120 m .

A Seqüência I foi observada na base da linha 2 e ao longo da linha 3 da comissão Diadorim (Fig. 24 e 25) onde, nesta última, ocorrem clinofomas com alto ângulo de mergulho em direção ao talude. Na ampliação da linha 3 (Fig. 25 (A)) foi verificada a existência de um desnível nos refletores à semelhança do que foi observado nos terraços marinhos, que está sobreposto por cerca de 60 m de sedimentos.

Limita o topo da Seqüência I a Discordância II (DII), com características nitidamente erosivas uma vez que corta os refletores da Seqüência I, como pode ser visto nas ampliações das linhas 2 e 3 (Fig. 24 e 25 (B)).

A Seqüência II foi mapeada nos perfis sísmicos mostradas nas Figuras 19, 20, 22, 23 e 25. Em todos estes perfis observa-se que as clinofomas programam à semelhança do que ocorre na Seqüência I, porém com menor inclinação dos refletores. Possui contatos em *downlap* com a DII e apresenta uma espessura de cerca de 60 m na porção mais distal da área estudada. Nos perfis sísmicos que cortam longitudinalmente a linha de costa observa-se que os refletores desta seqüência estão praticamente plano-paralelos, com suave inclinação para oeste (Fig. 22 e 24).

A Discordância DIII foi identificada nos perfis e podem ser observadas nas Figuras 19, 20, 22, 23 e 25. Possui características erosivas por trincar os refletores da Seqüência II e também por apresentar irregularidades, como a concavidade dos refletores observada nas Figuras 21 e 25 (C)).

A Seqüência III caracteriza-se por clinofomas progradantes em expansão na direção do talude mas com mergulhos mais suaves do que as Seqüências I e II, e possui espessura máxima de 40 m na área estudada. Na seção paralela à linha de costa (linha 2, Fig. 24), foi observado o paralelismo dos refletores desta seqüência com suave inclinação para oeste, à semelhança do observado na Seqüência II. Na seção transversal à linha de costa (linha 3, Fig. 25) foram identificados 3 paleo-canais (27, 28 e 29). A Seqüência III pode ser observada nas Figuras 19, 20, 22, 23 e 25. O topo desta seqüência constitui o próprio fundo marinho até cerca de 115 m e, na porção mais profunda, é limitado pela DIV.

A DIV limita, em parte o topo da Seqüência III e compreende uma faixa de refletores concordantes, contínuos e bem distintos, porém, sem feições que a caracterizem como uma descontinuidade erosiva, sendo identificada apenas pelo aspecto dos refletores.

A Seqüência IV é observada apenas na porção mais externa dos perfis sísmicos das Figuras 19, 20, 22, 23 e 25. Foi verificado que o início do aparecimento da Seqüência IV, está entre as isobatimétricas 115 e 120 m. A espessura desta seqüência, na área deste estudo, é de cerca de 25 m, se expandindo em direção ao talude. Seu limite superior é o fundo marinho.

Em função do método sísmico adotado para a aquisição dos perfis sísmicos da comissão Diadorim, foi observada uma faixa de reverberação de até 12 m de espessura, responsável pelo mascaramento acústico da porção superficial da coluna sedimentar.

A análise mais detalhada da linha 4 obtida na comissão Diadorim, ao longo da cota batimétrica de aproximadamente 45 m, permitiu mapear 26 paleo-canais. Neste trabalho será considerado paleo-canal, a estrutura de corte e preenchimento da superfície erosiva que ocorre em sub-superfície e que foi identificada no perfil sísmico. De uma maneira geral, observa-se que alguns paleo-canais localizados mais a oeste estão encaixados sobre o embasamento enquanto que os situados a leste, nas proximidades da ilha do Cabo Frio, são maiores e mais profundos e estão soterrados por até 50 m de sedimentos (Fig. 26 e Tabela VI).

Os dados das profundidades dos talwegues dos paleo-canais observados na linha 4 foram dispostos em um gráfico profundidade versus localização na mesma seqüência encontrada na linha 4 (Fig. 27 (a)). Foram identificados, três níveis de ocorrência de paleo-canais. O mais profundo ocorre abaixo de cerca de 120 m do nível do mar atual, localizado no extremo leste da área estudada. Este nível, por ser representado por apenas um paleo-canal, possui pouca representatividade e portanto é o mais duvidoso. O nível intermediário, localiza-se entre 80 e 100 m de profundidade enquanto que o nível superior, localiza-se entre 60 e 80 m. Neste gráfico, é nítida a progressiva diminuição das profundidades dos talwegues dos paleo-canais em direção a oeste da área de estudo. As mesmas informações, porém com as

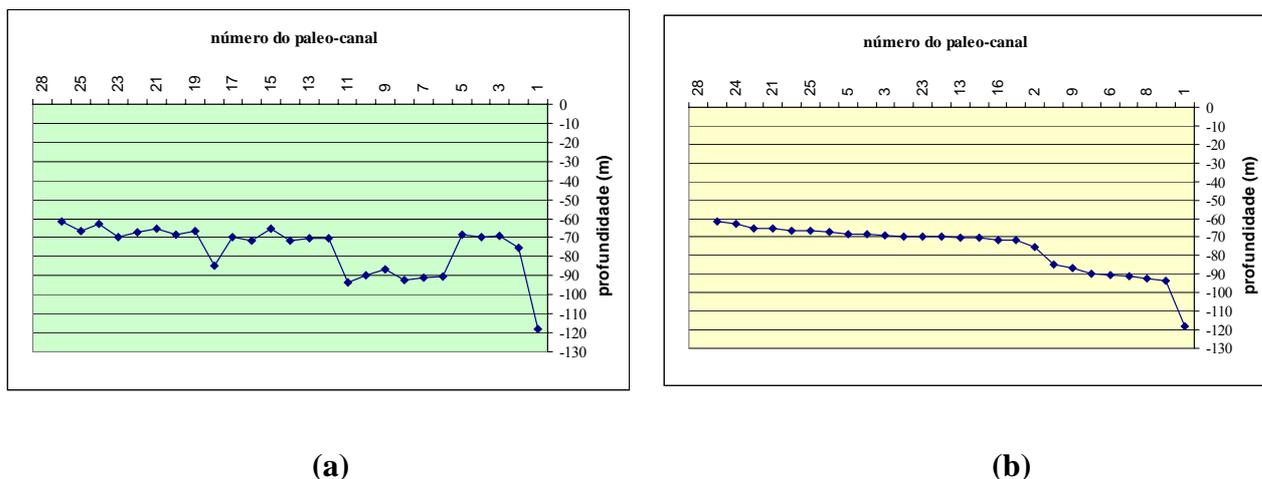
profundidades dos talwegues organizados pela ordem crescente da profundidade, na abscissa, permitiu visualizar mais claramente os três níveis definidos pelas incisões dos paleo-canais (Fig. 27 (b)). Buscando-se a relação dos paleo-canais com as seqüências sedimentares mapeadas neste trabalho, verificou-se que os paleo-canais mapeados nas linhas 3 e 4 estão incisos na Seqüência III.

**Tabela VI** - Localização e dimensões dos paleo-canais mapeados nos perfis sísmicos das linhas 3 e 4 da Comissão Diadorim.

Número Canal	longitude (g.m.s)	latitude (g.m.s)	prof. (m)	largura do canal (m)	espessura da camada de sedimentos sobrejacente (m)
1	-42.03.14	-22.58.42	25	175	50
2	-42.03.44	-22.58.42	20	205	10
3	-42.04.05	-22.58.66	15	160	10
4	-42.11.42	-22.58.40	15	160	10
5	-42.04.28	-22.58.36	15	140	11
6	-42.05.35	-22.58.42	15	205	30
7	-42.06.01	-22.58.43	15	260	30
8	-42.07.54	-22.58.33	20	385	25
9	-42.09.43	-22.58.41	15	140	25
10	-42.10.23	-22.58.44	20	300	25
11	-42.11.40	-22.58.50	10	160	35
12	-42.16.35	-22.58.46	20	80	5
13	-42.17.02	-22.58.49	15	270	10
14	-42.18.30	-22.58.54	15	180	10
15	-42.21.53	-22.59.06	15	180	5
16	-42.22.22	-22.59.02	15	130	10
17	-42.22.28	-22.59.02	15	140	10
18	-42.22.36	-22.59.04	25	315	10
19	-42.25.46	-22.58.57	20	160	0(*)
20	-42.25.51	-22.58.57	10	110	10
21	-42.26.07	-22.58.54	20	200	0(*)
22	-42.26.36	-22.58.53	10	250	10
23	-42.26.45	-22.58.54	10	95	11
24	-42.26.46	-22.58.54	5	120	10
25	-42.26.42	-22.58.54	10	215	10
26	-42.27.25	-22.58.52	10	360	5
27	-42.29.02	-23.07.56	10	120	20
28	-42.28.30	-23.09.56	20	150	10
29	-42.28.28	-23.10.19	10	120	5

(\*) com expressão em superfície

Obs.: o posicionamento geográfico obtido é do talvegue do paleo-canal, visualizado no perfil sísmico.



**Figura 27** – Gráficos mostrando três níveis de profundidade dos talwegues dos paleo-canais observados na linha 4 da comissão Diadorim mostrados na Figura 26. **(a)** paleo-canais distribuídos de acordo com sua ocorrência no perfil. **(b)** paleo-canais distribuídos de acordo com a profundidade crescente do talvegue. O nível 0 (m) é o nível do mar atual.

## 5.2 – Distribuição dos Sedimentos Superficiais

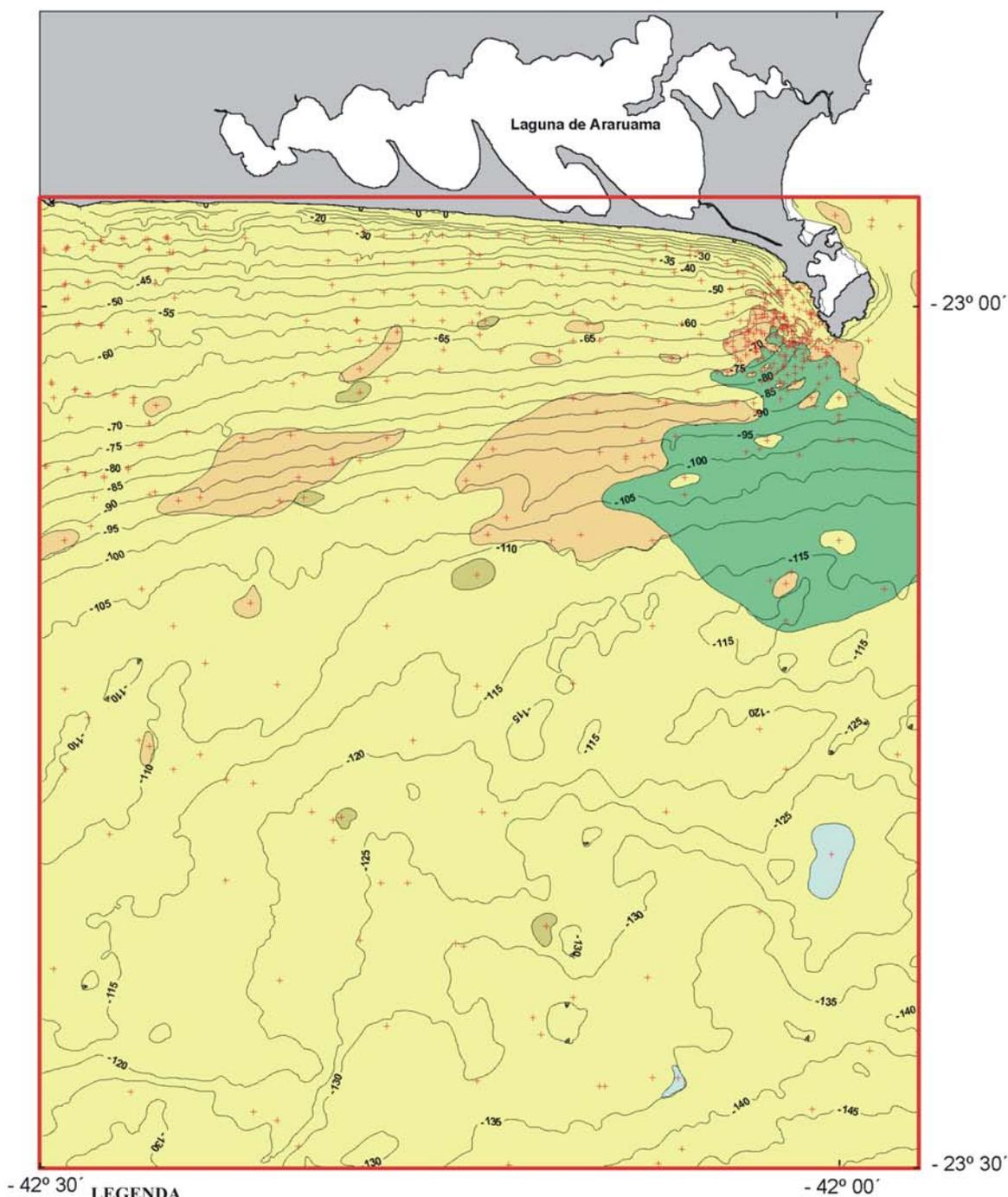
Os dados de amostragens superficiais dos sedimentos, desta porção da plataforma continental, permitiram a confecção de mapas baseados nas classificações de Shepard, pelo diâmetro médio e pelo teor de  $\text{CaCO}_3$  (Fig. 28, 29 e 30). Em decorrência do maior adensamento das amostragens nas plataformas interna e média e uma escassez abaixo da isobatimétrica de 100 m, ocorreu um maior detalhamento das litologias naquelas porções da plataforma.

O mapa sedimentológico baseado na classificação de Shepard permite observar a variabilidade dos sedimentos segundo o percentual de cascalho, areia e lama, sendo que esta classificação é a que mais se aproxima das descrições visuais, denominada “tença”, existente no BNDO. A distribuição dos sedimentos baseada nesta classificação mostra que a área de estudo é composta predominantemente por sedimentos arenosos. Ficou evidenciada a existência dos sedimentos finos (areia lamosa e lama arenosa) na plataforma média, na altura da ilha do Cabo Frio (Fig. 28).

A distribuição dos sedimentos nas plataformas interna e média, de acordo com o diâmetro médio, aponta para uma distribuição relativamente paralela às linhas batimétricas (Fig. 29). Há um predomínio de areia grossa a média na plataforma interna, enquanto que na plataforma média foi verificada uma variação do diâmetro dos grãos de oeste para leste, que

passa de areia fina para muito fina até lama. A plataforma externa é composta predominantemente por areia grossa e média. A pequena variabilidade litológica encontrada nesta porção da plataforma continental pode ser devida à baixa densidade de amostragens do fundo marinho.

A plotagem dos teores de  $\text{CaCO}_3$  (Fig. 30), permitiu a visualização de dois grandes domínios na área de estudo. O primeiro com teores de  $\text{CaCO}_3 < 20\%$  ocorrendo até cerca de 105 m de profundidade e o segundo com teores de  $\text{CaCO}_3 > 80\%$  ocorrendo abaixo da isobatimétrica de 105 m. Os teores intermediários puderam ser observados em pequenas ocorrências inseridos nestes dois domínios. As amostras não foram avaliadas qualitativamente e por isso a caracterização da fração biogênica está baseada nos trabalhos já publicados.

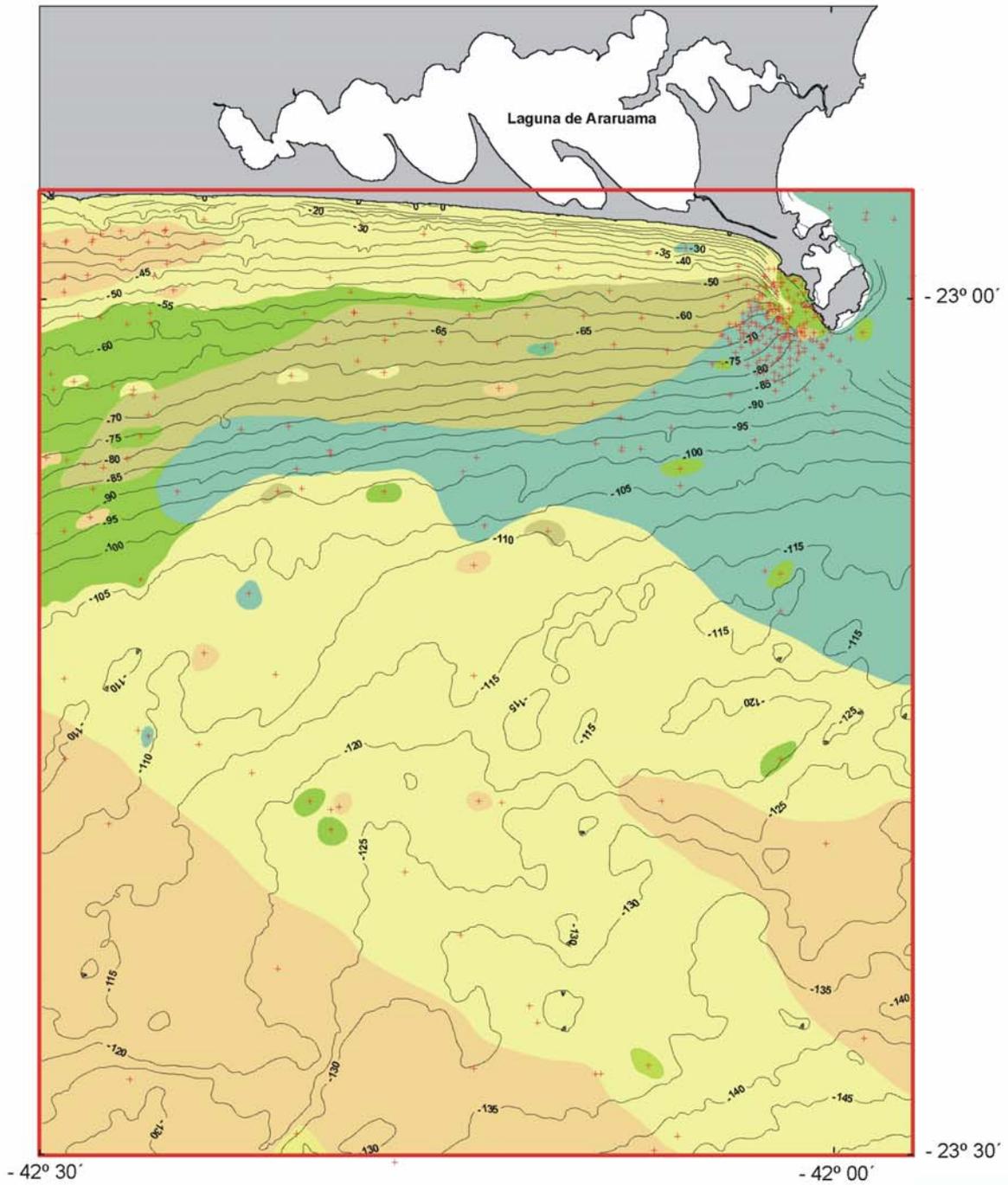


- LEGENDA**  
**Classificação de Shepard**
- LAMA ARENOSA
  - AREIA LAMOSA
  - AREIA
  - AREIA CASCALHOSA
  - CASCALHO
  - PONTOS DE AMOSTRAGENS

Figura 28

**MAPA SEDIMENTOLÓGICO  
 CLASSIFICAÇÃO DE SHEPARD**

0 5 10km  
 Escala gráfica

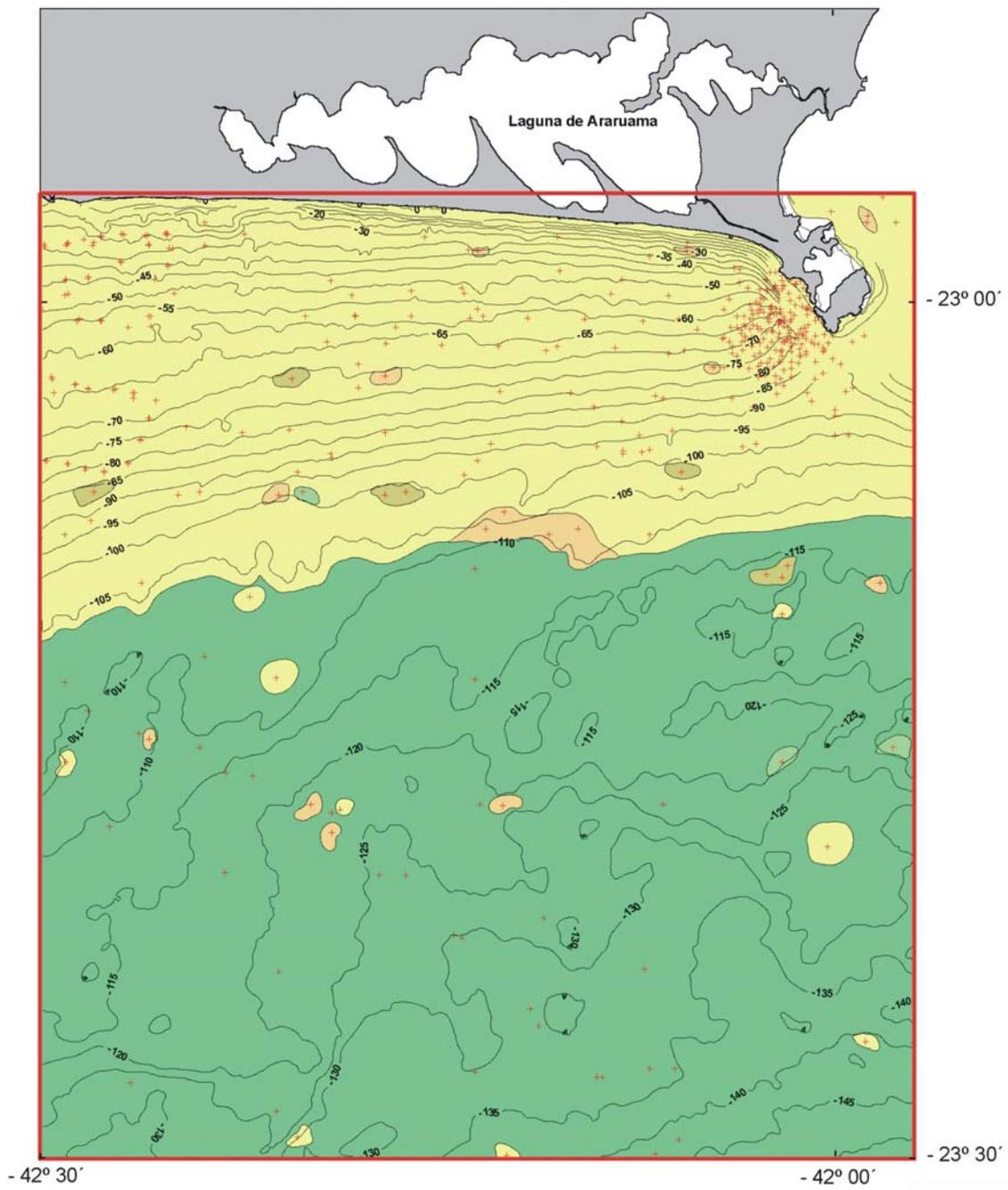


- LEGENDA**  
**DIÂMETRO MÉDIO**
- LAMA
  - AREIA MUITO FINA
  - AREIA FINA
  - AREIA MÉDIA
  - AREIA GROSSA
  - PONTOS DE AMOSTRAGENS

Figura 29

0 5 10km  
 Escala gráfica

**MAPA SEDIMENTOLÓGICO**  
**DIÂMETRO MÉDIO**



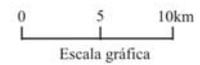
**LEGENDA**

**Teor de Carbonato (%)**

- < 20
- 20 - 40
- 40 - 60
- 60 - 80
- > 80
- + PONTOS DE AMOSTRAGENS

Figura 30

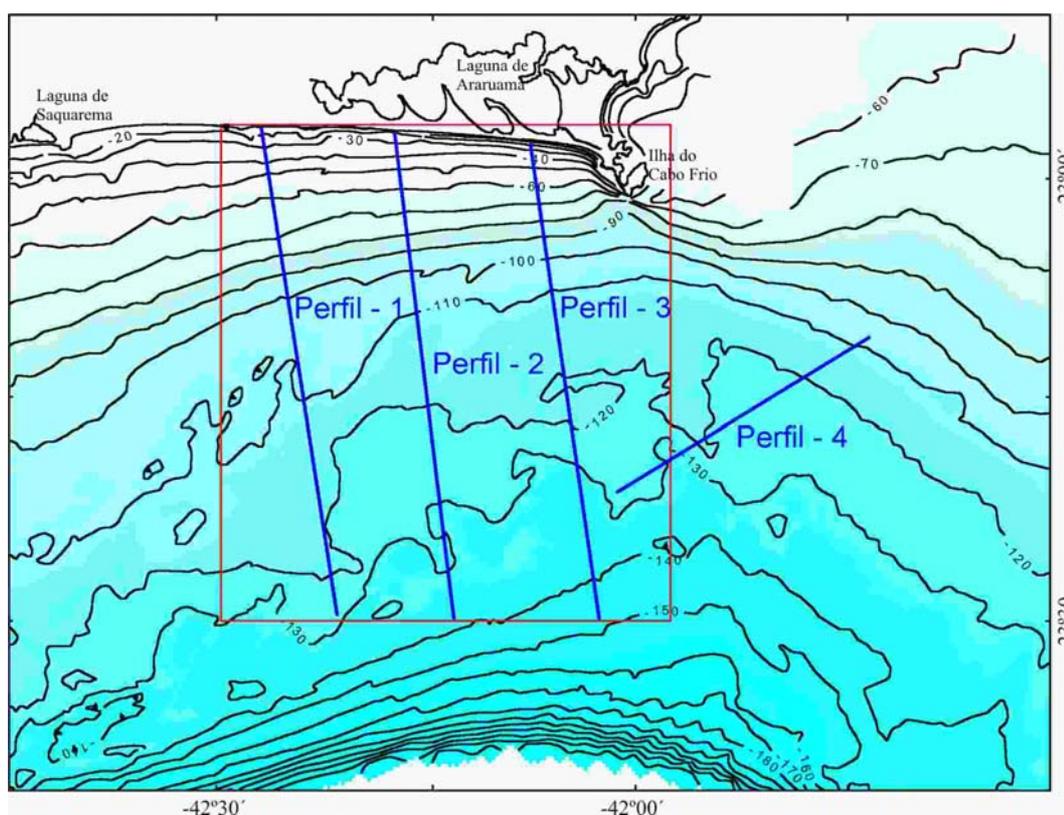
**MAPA SEDIMENTOLÓGICO  
PERCENTUAL DE  
CARBONATO DE CÁLCIO**



### 5.3 - Morfologia e Gradiente

A vetorização das Folhas de Bordo da área de estudo e adjacências permitiu a confecção de mapas batimétricos, de variações do gradiente e de perfis batimétricos. Com isso, foi possível a observação de feições morfológicas que contribuíram para o entendimento da evolução geológica desta área.

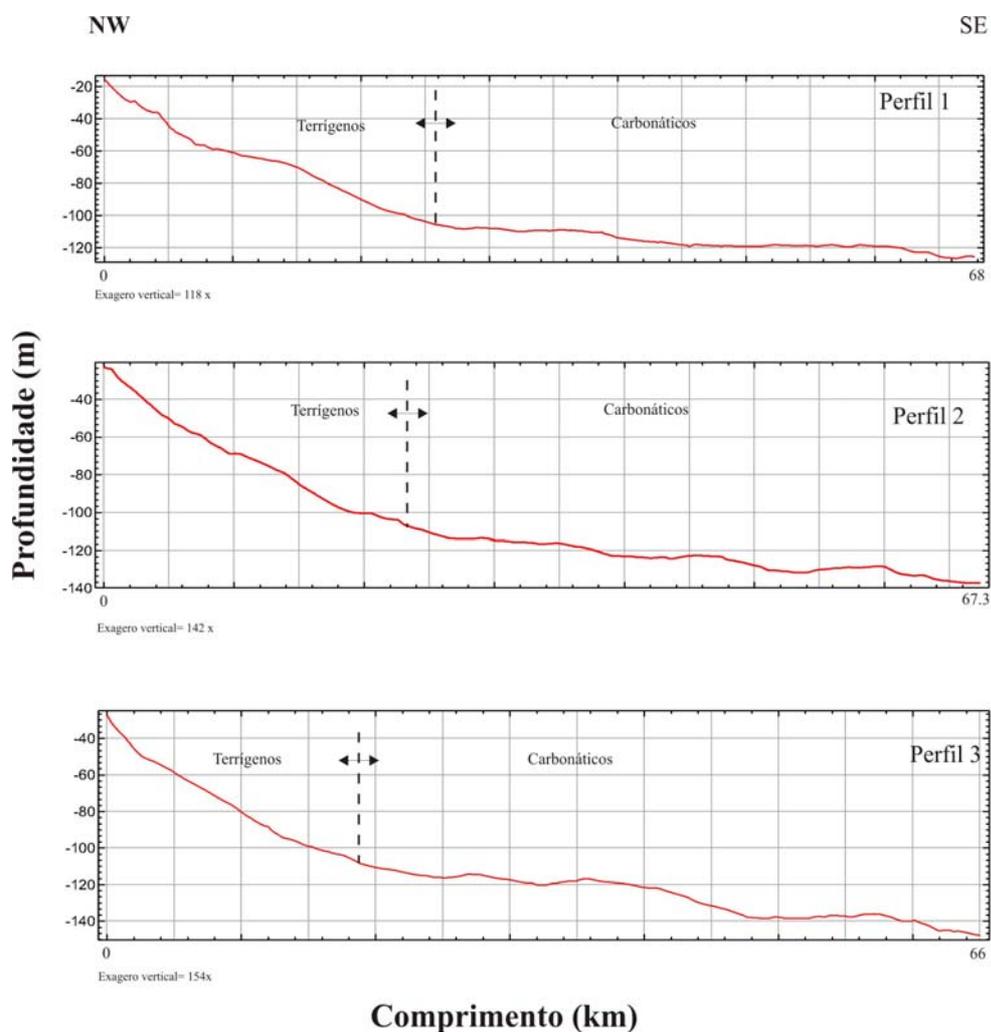
Considerando-se que o interesse deste estudo é a área compreendida entre as isobatimétricas de 30 m e 145 m, foram distinguidos dois domínios distintos. O primeiro, relativo às plataforma interna e média, marcado por uma batimetria relativamente regular até a isobatimétrica de cerca de 105 m e com gradiente de 1:220 (0,26°). O outro domínio, relativo à plataforma externa, apresenta uma topografia irregular e se estende até a quebra da plataforma em torno de 180 m. Para o setor até a profundidade de 145 m, o gradiente é de 1:1550 (0,04°), revelando seu maior aplainamento (Fig. 31), (Artusi & Figueiredo Jr., 2003b).



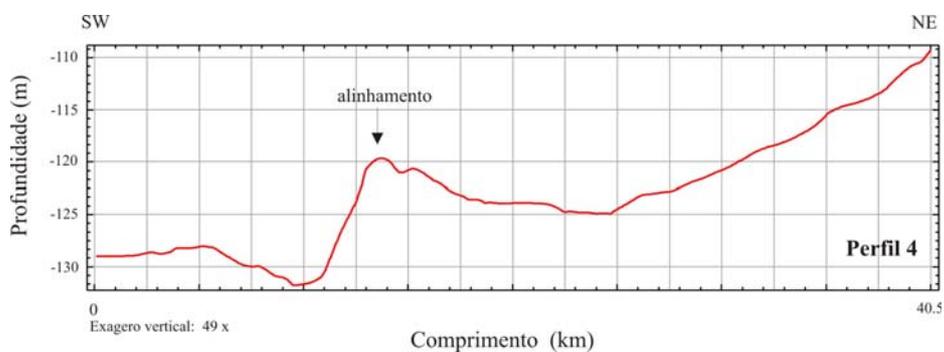
**Figura 31** – Mapa de localização dos perfis batimétricos 1, 2, 3 e 4 usados para o cálculo do gradiente e que podem ser visualizados nas Figuras 32 e 33.

Os perfis batimétricos apontam desníveis significativos, semelhantes aos escarpamentos nas cotas batimétricas de 110 m a 115 m e 120 m e 130 m, sendo que o

primeiro escarpamento não é observado em todos os perfis transversais a batimetria, enquanto que o segundo aparece de forma contínua em toda a área de estudo (Fig. 32).

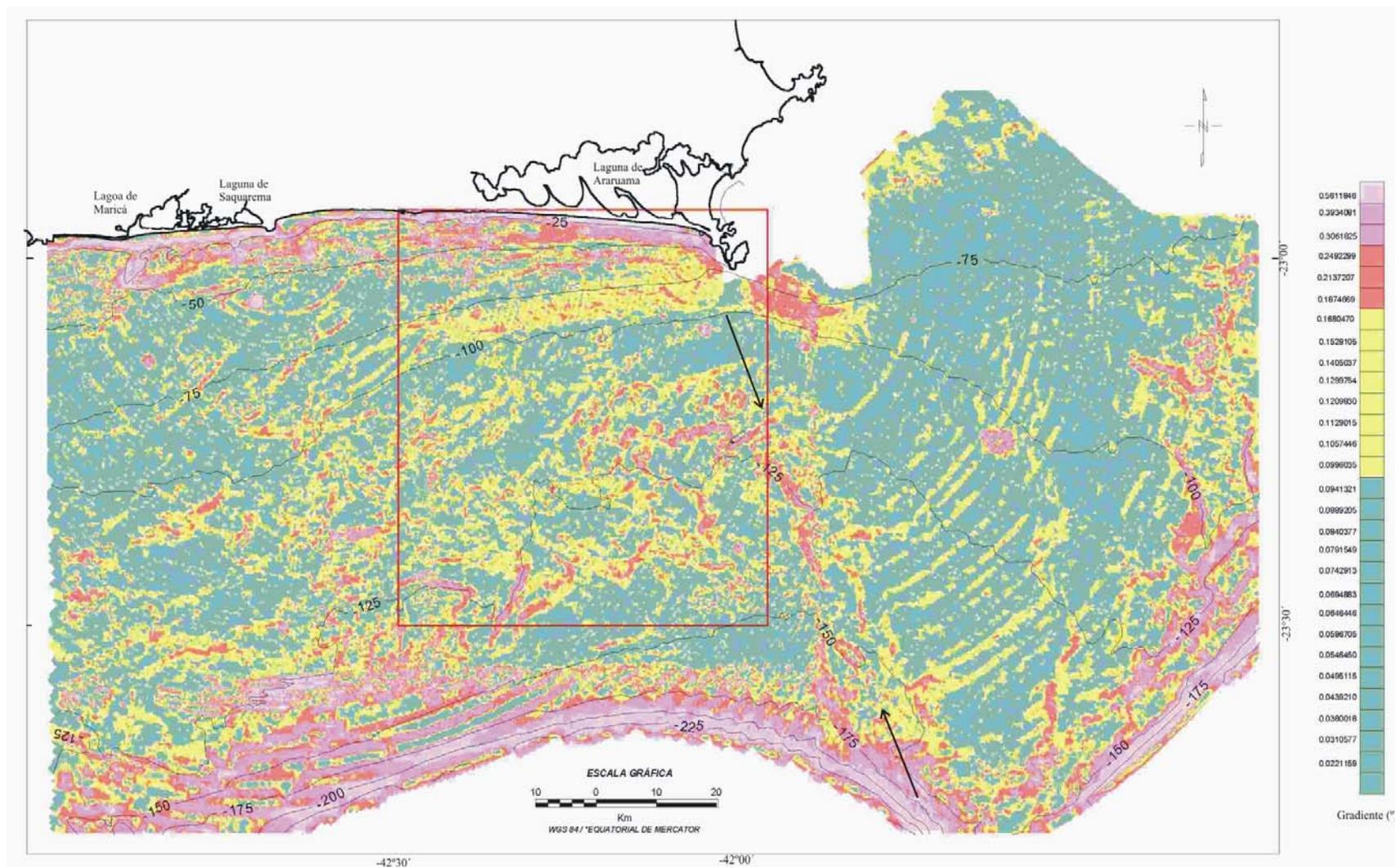


**Figura 32** - Perfis batimétricos 1, 2 e 3 (Fig. 31), mostrando a acentuada diferença nos gradientes da plataforma dos domínios dos sedimentos terrígenos e dos carbonáticos.



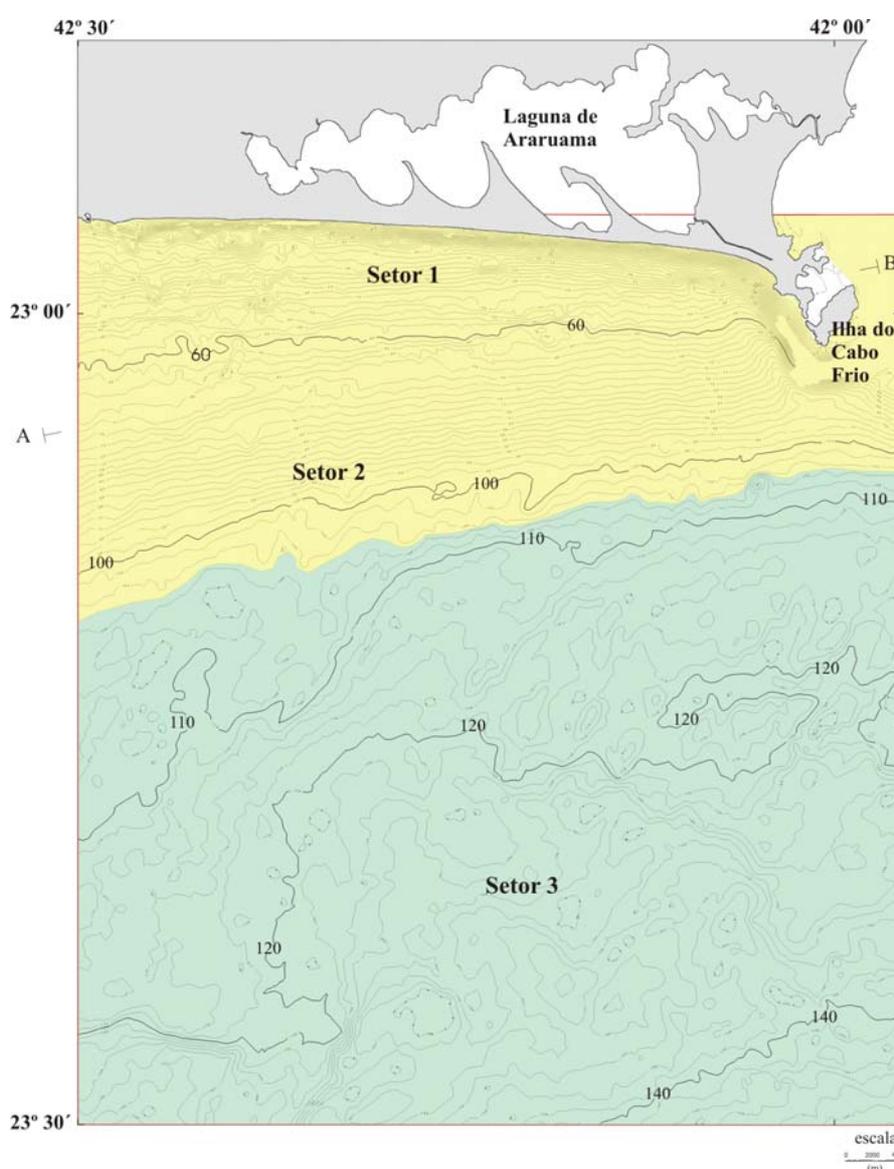
**Figura 33** - Perfil transversal às isobatimétricas (Fig. 31), que evidencia o desnível de 15 m do alinhamento NW indicado no mapa de variação do gradiente (Fig. 34).

O mapa da Figura 34 mostra as variações do gradiente, a partir da primeira derivada, para a região onde está inserida a área de estudo. As variações no gradiente da área são de até  $0,58^\circ$ , condizente com o que se espera para áreas de plataforma continental. O mapa de gradientes, mostra que na plataforma interna o gradiente é de até  $0,58^\circ$ . Entre as isobatimétricas de 30 e 60 m há um declive mais acentuado com valores de gradiente até  $0,5^\circ$ , sendo que nesta mesma faixa batimétrica, a leste da ilha do Cabo Frio, o gradiente varia entre  $0,25^\circ$  e  $0,16^\circ$ . Também pode ser observado o alinhamento NW-SE na plataforma externa, projetando-se para o continente, alinhado com a ilha do Cabo Frio. Neste alinhamento observam-se faixas estreitas onde o gradiente pode chegar a  $0,5^\circ$ . O desnível batimétrico no sentido transversal a este alinhamento pode ser visto na Figura 33.



**Figura 34** – Mapa de gradiente do fundo marinho, onde se destacam o baixo gradiente da plataforma média e o alinhamento NW-SE, indicado pelas setas. As feições semicirculares são artificiais, criadas durante a aquisição dos dados batimétricos.

A análise do padrão do contorno das isobatimétricas, permitiu a distinção de 3 setores (Fig. 35): setor 1 que pode ser observado da linha de costa até cerca de 60 m de profundidade, onde as isóbatas apresentam-se paralelas a subparalelas, porém sinuosas, principalmente na porção oeste da área. O gradiente médio para este setor é de 1:145 (0,39°); setor 2 que vai de 60 m a aproximadamente 100 m de profundidade, onde as isóbatas são bem regulares e paralelas, revelando um relevo homogeneamente inclinado, com gradiente médio de 1:370 (0,15°) e; setor 3, que ocorre de cerca de 100 m até 145 m de profundidade é caracterizado pelas isóbatas irregulares, revelando grandes ravinamentos em várias direções e com gradiente médio de 1:1530 (0,037°), demonstrando um maior aplainamento.



**Figura 35** - Identificação dos Setores 1, 2 e 3 definidos a partir do padrão das isobatimétricas e sua relação com os sedimentos superficiais. O espaçamento entre as isobatimétricas é a cada 2 m. Os dois primeiros Setores pertencem ao domínio dos terrígenos (amarelo =  $\text{CaCO}_3 < 20\%$ ), enquanto que o Setor 3 localiza-se no domínio dos sedimentos carbonáticos (verde =  $\text{CaCO}_3 > 80\%$ ) (Artusi & Figueiredo, 2003 b). Perfil AB indica a largura da plataforma interna.

A morfologia observada no mapa batimétrico com contornos a cada 2 m, possibilitou a identificação de feições superficiais denominadas canalizações. Foram denominadas canalizações as feições superficiais que se caracterizam pela virgação em mais de uma curva batimétrica, dispostas de forma a permitir o traçado manual segundo o seu talvegue, conforme pode ser observado na Figura 36. O traçado das canalizações demonstrou que sua direção preferencial é N-S, com uma leve tendência para SW, até a isobatimétrica de cerca de 115 m. Com esta característica, são observadas duas áreas de maior ocorrência. A primeira está na porção NW da área de estudo, entre as isobatimétricas de 20 m e 60 m aproximadamente, e apresenta canalizações com larguras variáveis entre 400 m e 1000 m e comprimentos até 4000 m. A segunda área de maior ocorrência está na faixa batimétrica entre 90 m e 115 m aproximadamente com dimensões maiores do que as descritas acima, com larguras que variam de 900 m a 2500 m e comprimento atingindo até cerca de 8000 m. Nas profundidades superiores a 115 m e em direção ao talude, observam-se direções caóticas das canalizações traçadas, sendo que as maiores possuem direção NW-SE.

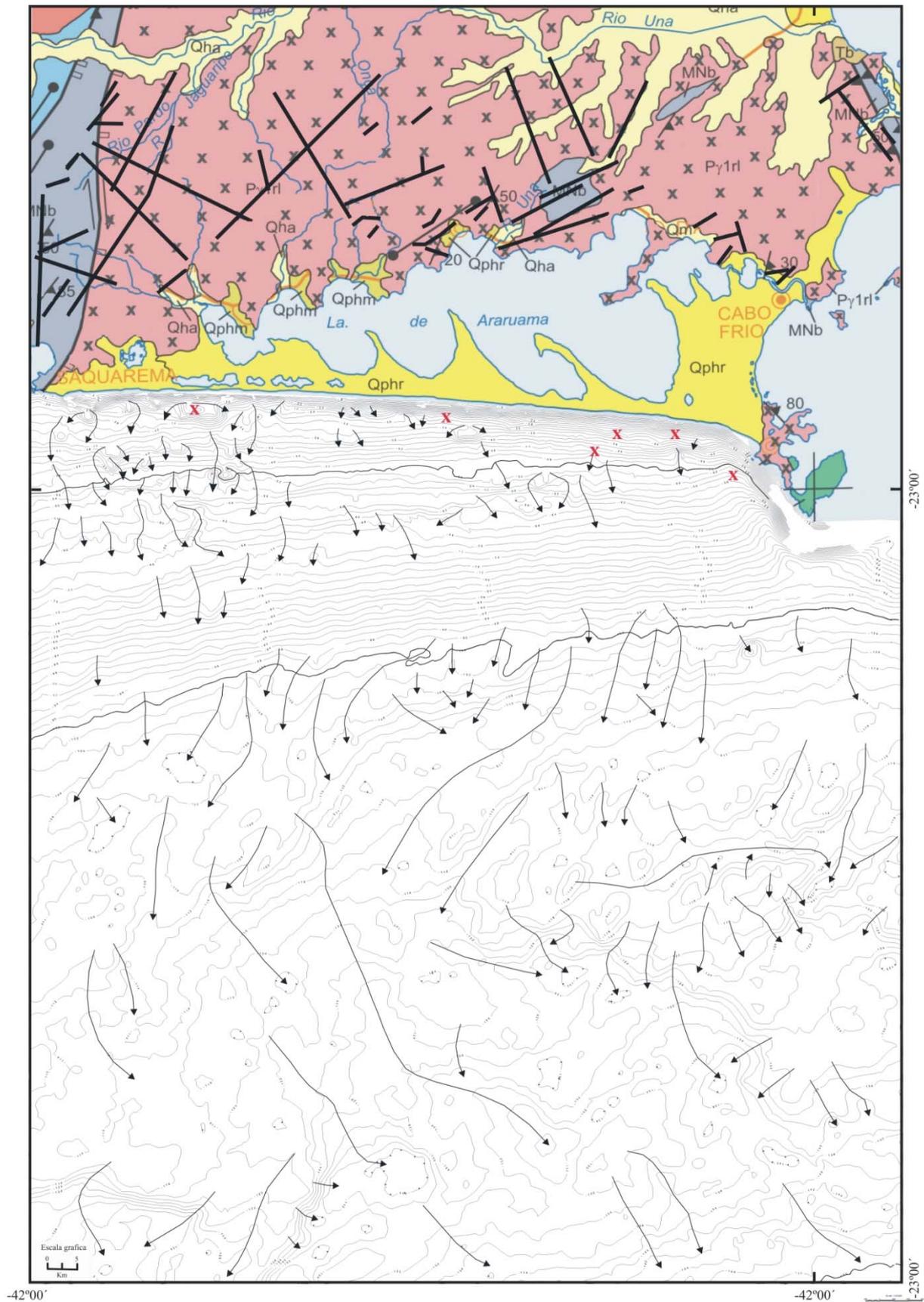
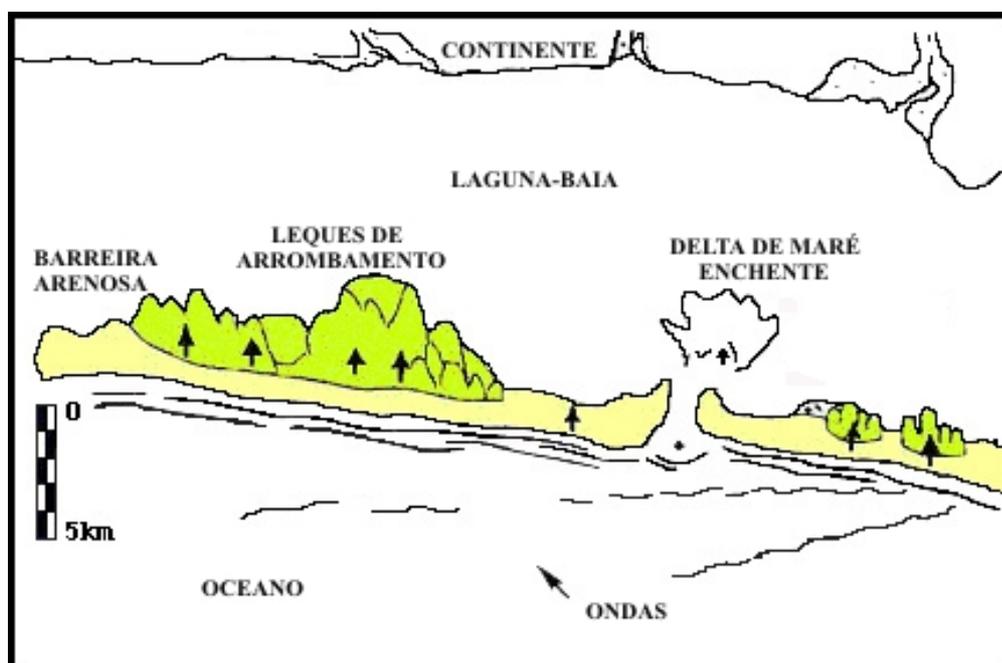


Fig.36- Mapa de localização das canalizações (→). O intervalo das curvas batimétricas é de 2 m. (X) pontos de aporte de sedimentos (Guerra, 1993). (—) Direções dos alinhamentos estruturais (Penha, 1999). No mapa geológico do DRM(2001): Py1rl = Complexo Região dos Lagos (Paleoproterozóico ca 2.2 Ba); Mnb = Complexo Búzios (Neoproterozóico ca 700 Ma); KT c = Intrusão Alcalina da ilha do Cabo Frio (Cretáceo/Terciário ca 60 Ma); Tb = Grupo Barreiras (Terciário superior ca 1.6 Ma); Qphr = depósito de restinga; Qphm = Depósito Marinho e fluvio-marinho; Qha = Depósito Colúvio Aluvionar (Quaternário).

## 6 – DISCUSSÃO

Informações importantes para o estudo da plataforma continental de uma determinada região podem ser obtidas pela observação das condições ambientais que controlam, em parte, o regime hidráulico o que permite fazer inferências sobre a morfologia, composição e textura dos sedimentos e a provável geometria dos corpos sedimentares que ocorrem na plataforma. A análise da geologia regional da porção emersa torna-se fundamental, uma vez que as rochas deste setor podem compor o arcabouço estrutural das bacias sedimentares da plataforma continental, e também podem ser as principais fontes dos sedimentos encontrados na área.

O regime de micro-marés da plataforma continental adjacente à laguna de Araruama e a existência das barreiras Pleistocênica e Holocênica responsáveis pelo fechamento desta laguna, descritas por Martin *et al.* (1997), permitiram classificar esta costa como uma costa dominada por ondas, baseada na definição de Davies & Hayes (1984), (Fig. 37). Outros parâmetros, além do regime hidráulico, tais como a disponibilidade de sedimentos e a influência da descarga de rios podem ser importantes mas, segundo os autores, não são primordiais para o controle da morfologia e da configuração do tipo de costa.



**Figura 37** – Diagrama ilustrando o tipo de morfologia costeira de costas dominadas por ondas, mostrando longas e estreitas barreiras com numerosos leques de arrombamento (ou sobrelevagem) e poucos deltas de maré enchente (Davis & Hayes, 1984).

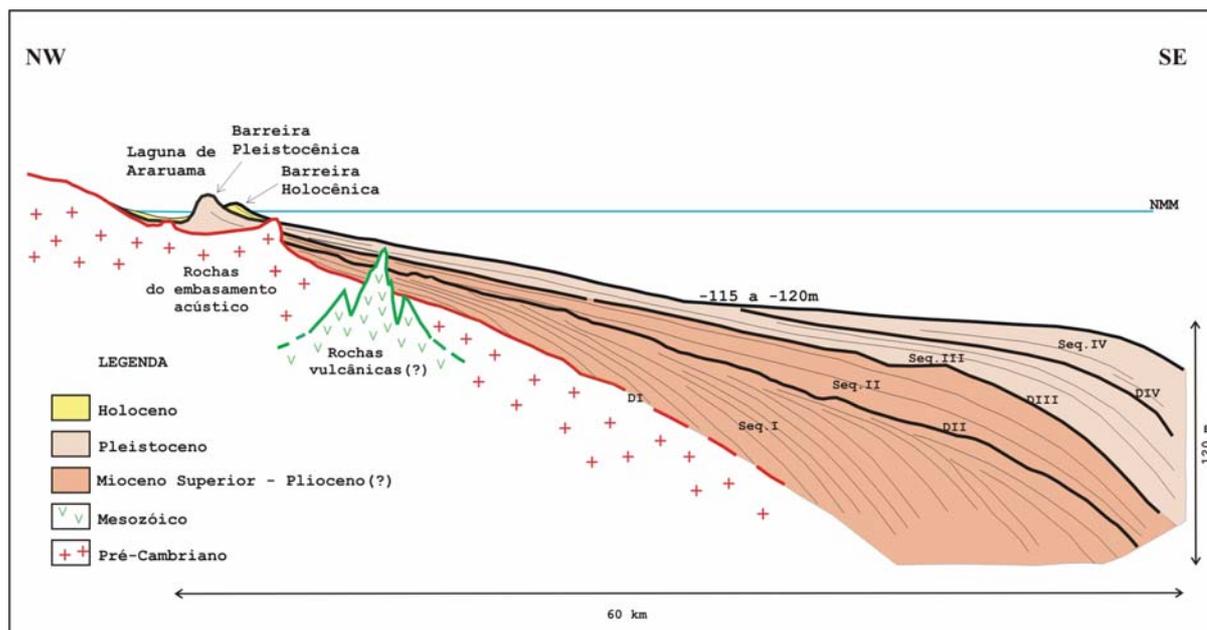
A análise dos perfis sísmicos permitiu delimitar o embasamento acústico nas plataformas interna e média da área de estudos. Este embasamento acústico encontra-se aflorante na porção oeste próximo da isobatimétrica de 45 m, conforme já descrito por Muehe *et al.* (1993), e aprofunda tanto para leste como para sul, em direção ao talude (Fig. 14 e 15). A maior espessura de sedimentos encontrada foi de cerca de 200 m abaixo da isobatimétrica de cerca de 105 m nas proximidades da ilha do Cabo Frio. Espera-se encontrar espessuras maiores em direção ao talude, uma vez que os perfis sísmicos existentes nesta porção da plataforma continental, não atingiram profundidades maiores do que 120 m. A morfologia do embasamento acústico revela um embasamento relativamente suave em praticamente toda a região, exceto no perfil ABC da comissão CENTRATLAN I, onde a morfologia é distinta, com declives mais íngremes, e onde foram observadas as maiores espessuras de sedimentos (cerca de 200 m).

Gorini *et al.* (1984) analisando o embasamento acústico da plataforma continental do sudeste do Brasil, sugeriram que as rochas que compõe o embasamento das plataformas continentais sejam as mesmas encontradas no continente emerso. A análise da morfologia e a detecção de seu afloramento na porção NW da área de estudo, permitiram sugerir que este embasamento acústico é composto pelas rochas pré-Cambrianas do Complexo Região dos Lagos. Da mesma forma, a morfologia do embasamento acústico bastante irregular no nordeste da área de estudo, permite supor que ele possa ser composto por rochas vulcânicas semelhantes àquelas que ocorrem na ilha do Cabo Frio, localizada nas proximidades.

O pacote sedimentar identificado pela interpretação dos perfis sísmicos, possibilitou esboçar a sismoestratigrafia da área de estudo, onde foi possível distinguir as Seqüências I, II, III e IV, com idades provavelmente a partir do Mioceno Superior-Plioceno (Figs. 38 e 39).

O contato entre o embasamento acústico e os sedimentos é identificado por um refletor denominado Discordância erosiva I (DI). Nos perfis transversais às isobatimétricas foi observado que o pacote sedimentar pôde ser dividido em quatro seqüências sedimentares, separadas por Discordâncias erosivas DII e DIII e uma erosiva ou não deposicional, DIV.

Nas Seqüências I e II aparecem clinofomas que progradam em direção ao mar alto com maior ângulo de mergulho indicando um maior espaço na bacia sedimentar, ou então, maior taxa de subsidência da bacia sedimentar. As Seqüências III e IV possuem clinofomas progradantes em direção ao talude, porém são mais suavizadas do que as das Seqüências II e III.



**Figura 38** - Perfil esquemático transversal à linha de costa mostrando as principais seqüências estratigráficas identificadas na área de estudo.

Com o intuito de se inferir as idades das seqüências sedimentares, foram analisados os perfis esquemáticos apresentados por Azevedo Jr. (1991). Inicialmente, para se estabelecer uma correlação entre as unidades, calculou-se a posição do ponto C do perfil C-C' e foi verificado que ele está na cota batimétrica de aproximadamente 110 m, e que neste ponto há cerca de 133 m de espessura de sedimentos, compreendendo as seqüências 5 e 7, onde a seqüência 5 encontra-se sobre o embasamento acústico (Fig. 5). O ponto D do perfil D-D' por sua vez, encontra-se próximo da isobatimétrica de 77 m e abaixo dele há uma coluna de cerca de 785 m de sedimentos (Fig. 6). Considerando-se que foi mapeado o afloramento do embasamento acústico na linha 4 da comissão Diadorim, foram buscadas possíveis inferências de idades para as Seqüências I, II III e IV analisando-se o resultado do trabalho de Azevedo Jr. *op. cit.*, que apresenta semelhanças com o seu perfil C-C' tanto na espessura quanto na estruturação do pacote sedimentar. Caso a ausência da camada 6, indicada por Azevedo Jr. *op. cit.* neste perfil, se estenda para a área de estudo, então é possível supor que a Seqüência I possa ser correlacionada com a seqüência 5 que é de 14.4 Ma (meso-Mioceno). Por outro lado, caso ela seja correlata à seqüência 6, sua idade poderá ser de 8.8 Ma (neo-Mioceno).

Outro estudo detalhado das camadas de sedimentos da borda da plataforma da bacia de Campos na altura do cabo de São Tomé foi realizado por Silva (1992) que identificou duas

descontinuidades, as quais denominou de marcos Cinza e “P”, com idades Mio-Pliocênica e Pleistocênica respectivamente. Ao buscar uma possível correlação com o trabalho de Silva (1992), foi verificado que a descontinuidade DII, por sua característica marcadamente erosiva, poderia ser correlacionada ao marco Cinza. A Seqüência I, com isso, poderia ser correlata à seqüência 6 descrita por Azevedo Jr. (1991) com idade neo-Miocênica. Se observarmos a curva de variação do nível do mar de Vail *et al.* (1977), (Fig. 7 (a)), a formação da Seqüência I pode ser relacionada a descida do nível do mar que começou após o máximo de + 65 m ocorrido a cerca de 5 Ma. Da mesma forma, a descontinuidade erosiva (DII) pode estar relacionada ao máximo abaixamento do nível do mar indicado na curva de Vail *et al. op. cit.* como o abaixamento do nível do mar de cerca de 160 m, com idade de aproximadamente 3 Ma.

A Seqüência II por sua vez, também com clinofórmias progradantes com alto ângulo de mergulho, em direção ao oceano aberto, é limitada no seu topo por uma discordância nitidamente erosiva (DIII). Valendo-se de inferências a partir do trabalho de Silva (1992), a Seqüência II pode estar relacionada ao evento de descida do nível do mar que antecedeu a formação do marco “P”, ao qual foi atribuída idade de 500.000 anos. Ao se observar a curva de Vail *et al.* (1997), foi verificada outra possibilidade para a formação da Seqüência II, relacionada à descida do nível do mar do Pleistoceno médio (cerca de 1.5 Ma), quando o máximo abaixamento alcançou cerca de 120 m. Caso se confirme a hipótese da DIII ser o prolongamento do marco “P”, então os sedimentos depositados durante o abaixamento do nível do mar de cerca de 1.5 Ma podem ter sido totalmente removidos, ou então a seqüência relativa a este evento pode não ter sido detectada nos perfis analisados.

A Seqüência III apresenta-se com as clinofórmias progradantes suavemente inclinadas em direção ao talude o que pode indicar uma baixa taxa de descida do nível do mar sem que tenha havido subsidência do fundo significativa, ou então, que a taxa de subsidência tenha sido levemente maior do que a descida do nível do mar. Pela observação da curva de Molina *et al.* (2000b) (Fig. 7 (b)), pode-se considerar a possibilidade de que a DIV esteja relacionada ao abaixamento do nível relativo do mar após 123.000 anos A.P. A Seqüência III possui cerca de 40 m de espessura, em média. A confirmação desta suposição implicará em uma taxa de deposição mínima estimada de 0,3 m/1000 anos.

A superfície DIV é uma superfície refletora conforme com as Seqüências III e IV e não possui evidências de erosão ou não deposição o que pode representar uma estabilização

do nível do mar. A DIV é observada na plataforma externa a partir da isobatimétrica de 115 m a 120 m aproximadamente, nos perfis sísmicos estudados.

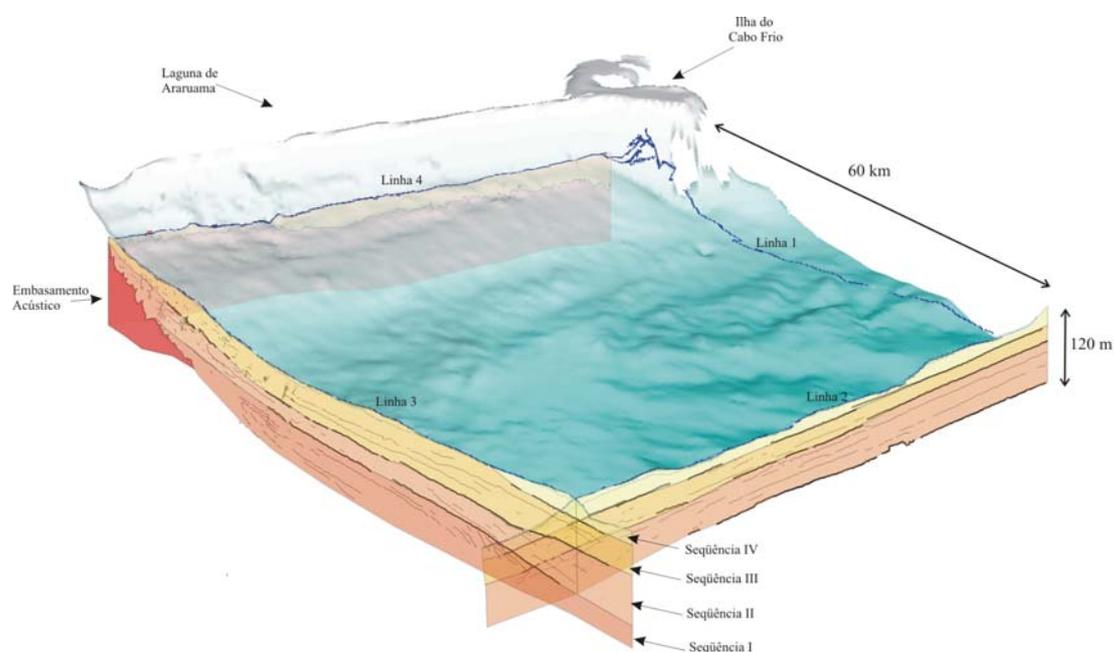
Considerando-se válidas estas inferências então o fundo marinho atual da plataforma interna e média é composto por sedimentos da Seqüência III, os quais foram superficialmente retrabalhados durante sua exposição sub-aérea do final do Pleistoceno e início do Holoceno. Este retrabalhamento já foi constatado e descrito por Kowsmann *et al.* (1979 a e b), Ponzi (1978) e Muehe *et al.* (1993) que os identificaram como sedimentos relíquias. A existência de feições erosivas como os paleo-canais 27, 28 e 29 encontradas na linha 3 (Fig. 25) e outras feições menores de difícil identificação, por estarem inseridas na faixa de reverberação do método sísmico adotado, sugerem que a plataforma média esteve exposta quando o nível do mar esteve a cerca de -110 m do nível atual e que esta exposição deve ter ocorrido entre 16.000 e 18.000 anos A.P. (Fig. 7 (c) e Tabela III). Caso isto se confirme, é possível então que o cordão arenoso Pleistocênico da porção interna da laguna de Araruama descrito por Martin *et al.*, 1997 (Fig. 8) e Turcq *et al.*, 1999 (Fig. 9), seja composto por sedimentos da Seqüência III que, desta forma, teria idade mínima de 123.000 anos A.P.

A Seqüência IV, observável na plataforma externa a partir de cerca de 115 m de profundidade, observável nos perfis da Figura 31, pode estar associada a um desnível batimétrico semelhante a um terraço, já mapeado por Kowsmann *et al.* (1978a) e Corrêa (1990). É possível que esta seqüência tenha sido formada num nível mais elevado mas que, com a descida do nível do mar até a isobatimétrica de 110 m, os depósitos podem ter sido erodidos e redepositados na porção inferior, ora compondo a porção mais superficial da Seqüência IV. Estes dados foram sintetizados nas Figuras 39 e 40.

A análise das seqüências sob o ponto de vista de tratos de sistemas, permite distinguir, baseado na geometria dos refletores do pacote sedimentar estudado, dois sistemas distintos. O primeiro, composto pelas Seqüências I e II com clinofórmias mergulhantes em alto ângulo e limitadas por superfícies claramente erosivas (DI, DII e DIII), apresenta características semelhantes às descritas para tratos de sistemas de mar baixo (regressivos). As Seqüências III e IV, com clinofórmias inclinadas suavemente em direção ao talude e separadas por uma superfície que não indica claramente se representa um hiato erosivo ou não deposicional, apresentam características semelhantes aos tratos de sistema de mar alto (transgressivo) apresentados por Van Wagoner *et al.* (1990), (Fig. 40).

Azevedo Jr. (1991)	Silva (1992)	Artusi (2004)
Seqüência 7 Neo - Plioceno) 1.9 Ma	Marco "P" 500.000 anos	Seqüência IV DIV
Seqüência 6 Neo - Miocênica 8.8 Ma	Marco cinza neo-Pliocênica a eo-Pliocênica	Seqüência III DIII
Seqüência 5 Meso-Mioceno 14.4 Ma	Estratos Miocênicos	Seqüência II DII
embasamento acústico		Seqüência I DI
		embasamento acústico

**Figura 39** - Esquema comparativo das seqüências identificadas na área de estudo com as seqüências estudadas por Azevedo Jr.(1991) e Silva (1992), em áreas próximas.



**Figura 40** – Síntese das seqüências sedimentares identificadas através da interpretação das linhas sísmicas 2, 3 e 4 da comissão Diadorim-2003.

A composição dos sedimentos do subfundo é de difícil determinação, analisando-se apenas os sismogramas. A semi-transparência da base das Seqüências II, III e IV, pode indicar sedimentos litologicamente homogêneos, como arenitos espessos, folhelhos ou carbonatos maciços (Figueiredo Jr. 1984). Se considerarmos as descrições das seqüências 6 e 7 de Azevedo Jr. (1991) listadas na Tabela II, pode-se supor que as porções semi-transparentes encontradas principalmente nas Seqüências II, III e IV sejam os argilitos ou calcilitos, enquanto que as faixas com refletores mais pronunciados podem ser intercalações de arenitos com argilitos.

A interpretação da linha 4 da comissão Diadorim, (Fig. 26), permitiu a identificação de 26 paleo-canais incisos nos sedimentos da Seqüência III como já descritos anteriormente. As dimensões dos paleo-canais listadas na Tabela VI, indicam que a profundidade destes paleo-canais varia de 5 m a 25 m sendo que em média é de 15 m, a largura varia de 80 m a 380 m, em média 190 m.

A plotagem das profundidades dos talwegues dos canais identificados na linha 4, Figuras 27 (a) e (b), permitiu a visualização de três possíveis níveis de incisões, sendo que o nível mais profundo, cerca de 120 m abaixo do nível do mar atual, por ser representado apenas pelo paleo-canal 1, não possui suficiente representatividade. Turcq *et al.* (1999), (Fig. 9) apresentou uma síntese da evolução paleo-ambiental da laguna de Araruama e posicionando os paleo-canais identificados neste estudo nos mapas por eles apresentados, pode-se verificar que o paleo-canal 1 está localizado numa posição em que a única situação em que ele pode ter livre circulação é a de antes de 123.000 anos B.P.

O segundo nível de incisão é observado pelos paleo-canais na faixa de 80 m a 95 m de profundidade e compreende os paleo-canais 6, 7, 8, 9, 10, 11 e 18. A plotagem da localização dos paleo-canais nos mapas esquemáticos de Turcq *et al.*(1999) considerando os eventos posteriores a 123.000 B.P., mostra que estas incisões em sua maior parte, não possuem ligações diretas do continente para o mar. O paleo-canal 18 está situado numa posição alinhada a um corpo rochoso que separa transversalmente o cordão Pleistocênico descrito por Martin *et al.*, 1997 (Fig. 8). Esta situação em particular, pode resultar de uma condição onde, no passado, o canal 18 tenha estado numa situação semelhante ao que acontece atualmente na desembocadura da laguna de Saquarema e do canal de Itajurú, onde as rochas do embasamento que compõem uma de suas margens contribui para a manutenção de sua ligação com o mar.

O terceiro nível de paleo-canais está na faixa de 60 m a 80 m abaixo do nível do mar atual e compreende os paleo-canais 2, 3, 4, 5, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25 e 26. Pela observação do gráfico da Figura 27 (a), pode-se verificar um aumento da profundidade do talvegue dos canais em direção a leste, o que permite supor que os paleo-canais situados mais à oeste sejam mais jovens.

Estudos realizados por Swift *et al.* (1985) e Kraft (1971) sugerem que a parte ativa da face da praia se estende abaixo de cerca de 10 m, dependendo das condições de ondas. Hine *et al.* (1985) e Oertel *et al.*, (1989) estudando os processos na barreira e na face da praia determinam o grau de preservação dos canais na plataforma continental. Os autores identificaram, que nas plataformas dominadas por ondas, somente os canais mais profundos são preservados. Quanto à caracterização dos paleo-canais como incisões fluviais ou canais de maré, Oertel *op. cit.* menciona que nas costas dominadas por ondas, as incisões são profundas enquanto que nas costas dominadas pelas marés são rasas. Nas costas dominadas por ondas uma pequena porcentagem dos canais está associada com os sistemas de drenagens maiores. No ambiente dominado por marés a densidade de canais preenchidos é de 0,58 a 2,72/km (ex.: na costa da Geórgia). Estudos de Numedal *et al.* (1977) revelam que, nos ambientes dominados por ondas, há uma baixa densidade de canais de reentrâncias costeiras. Os canais maiores estão associados com bacias de drenagem enquanto que os canais menores estão associados com a migração de canais e ilhas barreiras. Estes canais menores podem se formar durante tempestades, cuja evolução dependerá das correntes de marés que os manterão ou não abertos para as trocas entre a laguna e o oceano.

Atualmente, na linha de costa entre Niterói e Arraial do Cabo há apenas 4 canais de maré com comunicação de lagunas com o oceano que são, o canal de Itaipuaçu, o de Itaipu, de Ponta Negra e o de Saquarema, os quais são mantidos abertos artificialmente ou então têm sua abertura favorecida pela existência de rochas cristalinas na sua desembocadura. A laguna de Araruama, por sua vez, recebe uma pequena contribuição de água doce principalmente através dos rios das Moças e Mataruna, e possui uma reduzida bacia de drenagem de cerca de 291 km<sup>2</sup> (Lessa, 1990).

Baseando-se na densidade de paleo-canais encontrados e nas suas profundidades, em média 15 m, sugere-se que os 26 paleo-canais encontrados no perfil sísmico da linha 4 possam resultar da migração de alguns canais semelhantes aos existentes atualmente, em pelo menos 2 oscilações do nível do mar durante o Quaternário (Fig. 27 (b)). Se forem considerados os estudos de Kraft (1971) e Swift *et al.* (1985) que constataram que a parte

ativa da erosão da face da praia estende-se até a profundidade de 10 m a 20 m, então é possível que o nível da incisão de 120 m pode estar relacionada ao nível do mar de cerca de 90 m a 100 m abaixo do atual, cuja idade relativa mínima, observada na curva de Corrêa (1990) é de cerca de 15.000 anos A.P. Ao nível intermediário a idade relativa mínima é de 11.000 anos A.P. e, ao nível superior dos paleo-canais, a idade relativa mínima de 9.000 anos A.P. Estas incisões podem, no entanto, estar relacionadas a variações do nível do mar mais antigas, uma vez que tais paleo-canais podem ter permanecido soterrados em sedimentos interfluviais durante as regressões mais jovens. Levando-se em conta o gradiente do terreno, é possível que tais incisões estejam relacionadas às regressões maiores do que as acima mencionadas.

Outra hipótese surge ao se analisar os gráficos da profundidade dos talwegues versus a distribuição dos paleo-canais na linha 4 (Fig. 27 (a)). Verifica-se que os paleo-canais do nível superficial (60 m a 80 m) tendem a ficar mais rasos em direção a oeste, o que permite sugerir que seriam progressivamente mais jovens nesta direção. Caso estes paleo-canais resultem de aberturas no cordão Pleistocênico da laguna de Araruama, como sugerido por Guerra (1993), isto implicará na existência de rompimentos na barreira Pleistocênica mapeada por Martin *et al.* (1997), à semelhança do observado no esquema da Figura 37. Muehe (1994), descreveu a descontinuidade desta barreira apenas na região da ponta da Acaíra, entre as enseadas da Figueira e da Gaivota, o que invalida esta hipótese.

Com a análise integrada das informações superficiais da plataforma continental (morfologia, gradiente e distribuição dos sedimentos), verifica-se a inter-relação entre estes parâmetros, já descrita por Coutinho (1967), Rocha (1975), Zemrusky (1979), Dias *et al.* (1982), Alves *et al.* (1984) e Carvalho (1990).

Na porção mais rasa, até a isobatimétrica de 105 m aproximadamente, o gradiente ( $1:220 = 0,26^\circ$ ) é mais abrupto do que na plataforma externa e, a distribuição dos sedimentos é basicamente terrígena (teor de  $\text{CaCO}_3 < 20\%$ ). Por outro lado, abaixo de cerca de 105 m, o gradiente é mais suave ( $1:1550 = 0,036^\circ$ ) e as isobatimétricas são irregulares, com sedimentos predominantemente de origem biogênica (teor de  $\text{CaCO}_3 > 80\%$ ) (Figs. 30 e 35). Os mapas sedimentológicos (Figs 28 e 29) confirmam os trabalhos de Dias *et al.* (1982), Alves *et al.* (1984) e Carvalho (1990), que descreveram um afinamento do tamanho do grão de oeste para leste, o que permitiu inferir que a direção preferencial do transporte dos sedimentos ocorre

neste sentido (Dias *et al.*, 1982). A existência do corpo lamoso nas proximidades da ilha do Cabo Frio com espessura de até 14 m, resulta das condições hidrodinâmicas distintas daquele local.

Quanto à distribuição dos sedimentos biogênicos, Reading (1996) diz que a presença de depósitos carbonáticos, em plataforma continentais indica baixa ou ausência de sedimentação terrígena. A ecologia dos organismos que compõem os sedimentos carbonáticos da plataforma externa desta área (foraminíferos arenáceos, briozoários e fragmentos de conchas de moluscos) carece de estudos mais detalhados. A existência de algas coralíneas na plataforma externa da porção norte da ilha do Cabo Frio, adjacente à área deste estudo, pode resultar da menor influência do fenômeno da ressurgência, onde águas frias impediriam o desenvolvimento destes organismos ao sul da ilha do Cabo Frio a partir do Pleistoceno superior.

As curvas isobatiméticas mostram-se medianamente organizadas até a profundidade de cerca de 60 m, principalmente a oeste da área estudada. Isto pode resultar da baixa espessura de sedimentos sobre o embasamento e da textura mais grossa dos sedimentos, juntamente com a hidrodinâmica das ondas de maior energia resultantes de tempestades vindas de SW. A geomorfologia desta porção da plataforma continental já foi analisada por Muehe *et al.* (1993), onde é feita uma relação entre a largura da plataforma interna que é inversamente proporcional a largura da planície costeira adjacente, contrário ao que se poderia esperar para um tipo de costa passiva. Tal fato fez com que Muehe *et al. op cit.* sugerisse a possibilidade da ocorrência de eventos tectônicos mais recentes do que os da fase rift. Considerando-se que as datações das rochas vulcânicas da ilha do Cabo Frio indicam eventos da ordem de 50 Ma e que o embasamento acústico nesta área é raso, esta reativação tectônica é um ponto que merece maior atenção em estudos futuros. A regularidade das isobatimétricas observada na faixa entre 60 m a 100 m de profundidade, pode ser reflexo do afinamento dos grãos dos sedimentos nesta faixa e da baixa interferência das ondas junto ao fundo, uma vez que os períodos das ondas de SW apresentados por Pereira (2000) e Pinho (2003) indicam que a influência significativa das ondas de maior período sobre o transporte de sedimentos do fundo, ocorre até cerca de 60 m de profundidade.

Na faixa entre 100 m e 115 m de profundidade com continuidade para oeste, foi observada uma característica peculiar. Trata-se da ocorrência de projeções e reentrâncias das curvas batimétricas, definindo corpos arenosos dispostos obliquamente em relação a uma linha de costa pretérita com nível relativo do mar abaixo de 100 m do nível atual (Figs 1 e

31). As concavidades estão voltadas para SW. Estas feições já foram estudadas por Costa *et al.* (1988) que atribuíram sua origem à hidrodinâmica da plataforma interna, semelhantes ao que se encontra atualmente no sistema de lagunas e restingas da laguna de Araruama. Embora os corpos arenosos aqui estudados estejam situados na plataforma externa, eles podem ter sua construção relacionada a um antigo nível marinho. Há, no entanto, semelhanças nas descrições destes corpos arenosos com os descritos por Figueiredo Jr. (1984) tais como o baixo gradiente ( $1:1550 = 0,036^\circ$ ), ausência ou baixa contribuição de sedimentos transportados pelos rios. Considerando-se que atualmente a direção preferencial das ondas nesta região é de SW nas situações de mau tempo, e que Figueiredo Jr. *op. cit.* verificou que a direção da abertura das concavidades estão voltadas na direção das tempestades, é possível supor que as “aberturas” destes corpos arenosos, quando esta área correspondia à plataforma interna, podem indicar que a direção preferencial das ondas com maior energia também era de SW. Caso o sistema deposicional barreira-laguna tenha se mantido ao longo do tempo, estes corpos arenosos podem estar ligados a um sistema de barreira-laguna pretérito. Descrições da existência de depósitos lagunares encontrados nos testemunhos de sondagem, nesta faixa batimétrica porém ao sul da baía da Guanabara, foram feitas por Ponzi *et al.* (1990), os quais foram relacionados com prováveis sistemas de restingas e lagoas, como os encontrados na retaguarda das barreiras, formados a cerca de 13.000 anos atrás.

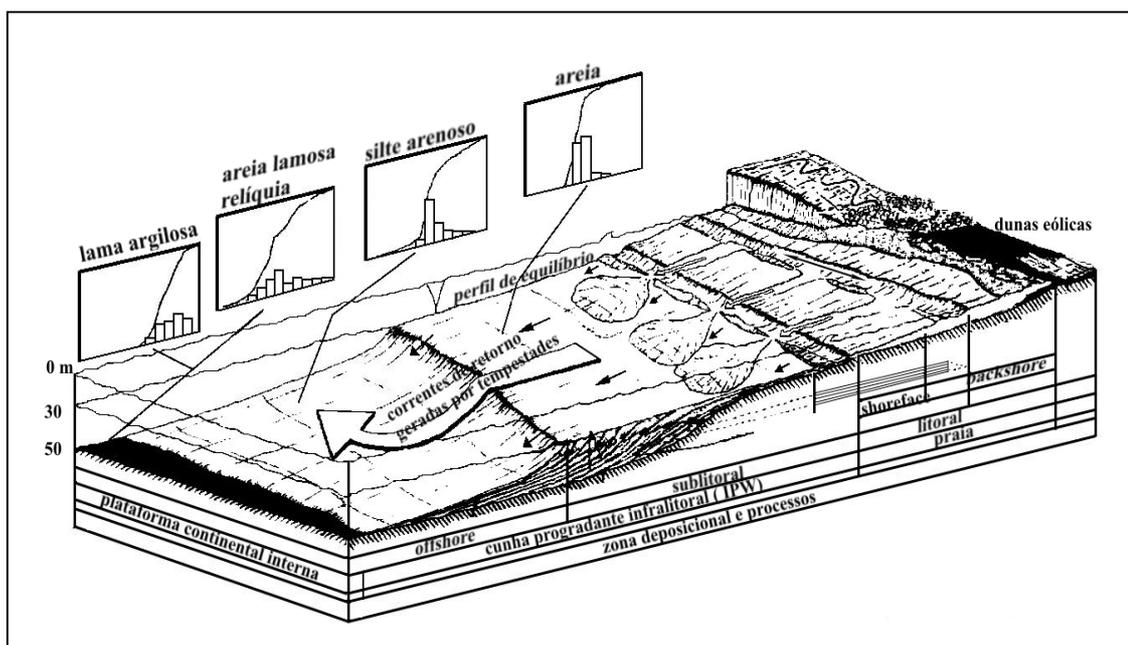
Foram traçadas canalizações as quais quando distribuídas no mapa (Fig. 37), revelam duas áreas de maior ocorrência. A primeira, mais rasa está situada a NW da área de estudo onde ocorrem sedimentos mais grossos (areia grossa a média) e há afloramentos do embasamento cristalino identificados no perfil sísmico da linha 4 (Fig. 26 (a)). Tanto a granulometria mais grossa, quanto o afloramento do embasamento cristalino em até 6 m acima do assoalho marinho, juntamente com as condições de ondas oriundas de SW indicam um ambiente onde o regime hidráulico é mais forte, o que favorece a existência destas canalizações, as quais podem ter sido formadas pelas correntes de retorno durante tempestades. A segunda maior concentração destas canalizações ocorre na faixa isobatimétrica entre 90 m e 115 m. Neste caso, as ondas de SW atuais provavelmente não são responsáveis pela formação destas feições morfológicas, uma vez que sua velocidade para gerar transporte significativo ocorre até a profundidade de cerca de 60 m. Desta forma sugere-se que estas canalizações resultem da ação das correntes de retorno que ocorreram a cerca 13.000 anos A.P., quando o nível do mar esteve a aproximadamente 90 m abaixo do atual (Fig. 7(c)).

Observando-se as direções das canalizações verificou-se que nas plataformas interna e média, onde os gradientes são maiores e a sedimentação é terrígena, a direção preferencial é N-S com uma leve flexão para SW. Na plataforma externa, cujo gradiente é baixo e composto por sedimentação carbonática predominantemente, a direção das canalizações maiores é preferencialmente NW-SE enquanto que as canalizações menores não apresentam direção preferencial.

As informações dos mapas geológicos da área emersa adjacente a esta plataforma continental (DRM, 2001; Penha, 1999) (Fig. 36) também foram analisadas visando identificar possíveis condicionantes estruturais para as canalizações. Para as canalizações com direções N-S observadas a NW da área até a isobatimétrica de 60 m e na faixa entre 90 m a 115 m, não foi observada correspondência com alinhamentos estruturais existentes na área emersa. Fica desta forma reforçada a possibilidade delas terem sido formadas em função do regime hidráulico, isto é, resultantes das correntes de retorno geradas pelas tempestades, a semelhança do apresentado por Molina *et al.* (2000a), (Fig. 41). Não foi possível identificar o condicionante das canalizações de direções NW-SE observadas na plataforma externa, embora estruturas com esta orientação ocorram e caracterizem o Complexo Região dos Lagos, na porção emersa.

A localização dos cinco pontos de provável aporte de sedimentos do continente para a plataforma sugeridos por Guerra (1993) mostra boa correlação com as canalizações encontradas na plataforma interna. É possível, desta forma, supor que algumas destas canalizações possam resultar de antigas passagens de material do continente para a plataforma continental interna, (Fig. 36). Caso não existam descontinuidades na barreira Pleistocênica na porção oeste a centro-oeste da área de estudo, como mencionado por Muehe (1994) então talvez estes pontos de aporte de sedimentos sugeridos por Guerra *op. cit.* se refiram à erosão da barreira Pleistocênica e as canalizações descritas nesta pesquisa sejam feições superficiais relativas à ação de ondas de tempestades e de retorno que ocorreram a partir de 6.500 anos atrás, quando a barreira Holocênica começou a se estabelecer (Barbosa, 1999 e Turcq *et al.*, 1999).

O mapa de gradientes mostra que a declividade na plataforma continental estudada é de até 0,58°, como já descrito por Zembruscki (1979), Muehe *et al.* (1981) e Gorini *et al.* (1996), como gradientes típicos da plataforma continental.



**Figura 41** - Modelo deposicional da cunha progradante infralitoral (IPW) indicando as características morfológicas, zonas deposicionais e processos ocorrentes na plataforma interna mostrando a corrente de retorno associada com o transporte de sedimentos em direção ao mar alto (Molina *et al.* 2000a, simplificada)

Os perfis batimétricos (Fig. 32) revelaram que os desníveis morfológicos (terraços ?) acima de 70 m são melhor observados na porção mais a oeste da área de estudo, enquanto que os mais profundos, são mais evidentes a leste. No Perfil 1 são notáveis os desníveis morfológicos de -60 m a -70 m, -115 m e -120 m; no Perfil 2, os desníveis de -70 m, -100 m a -110 m, -115 m a -120 m, -130 m; no Perfil 3, evidenciam-se os desníveis de -110 m a -115 m ?, -120 m e -130 m. Se considerarmos estes desníveis como terraços marinhos que refletem antigas estabilizações do nível do mar e, considerando as datações relativas obtidas por diversos pesquisadores na plataforma brasileira (Tabela III), conclui-se que para o terraço de -60 m a -70 m a idade relativa é de cerca de 11.000 anos A.P., para o de -100 m a -110 m a idade relativa de 13.000 a 14.000 anos A.P., e para o desnível de -130 m, a idade relativa de 15.000 a 16.000 anos A.P. Estes desníveis carecem de estudos mais detalhados, uma vez que a partir dos parâmetros do sinal sísmico utilizados na aquisição dos perfis usados neste trabalho, não foi possível identificar a estrutura interna dos mesmos. Este tipo de feição também foi analisada por Swift *et al.* (1991) que as identificou como representantes de escarpas na plataforma em função da frente deltaica ou construções na borda da plataforma. Molina *et al.* (2000a) por sua vez, considera que feições morfológicas semelhantes a terraços marinhos podem resultar de um sistema progradante na zona do infralitoral (IPW), o que implica em estabelecer que, para a sua formação, o nível do mar estaria cerca de 20 m a 30 m

acima do desnível morfológico (Fig. 41). Com isso, suas idades relativas, seriam mais jovens, do que o estimado acima.

O alinhamento com acentuado gradiente e de direção NW-SE, resultante do desnível batimétrico de 15 m aproximadamente, observado na plataforma externa, (Figs. 16, 33 e 34) e descrito por Brehme (1984), pode estar relacionado com a porção frontal do sistema deposicional do delta do rio Paraíba do Sul, ou pode refletir um alto do embasamento soterrado por sedimentos deste mesmo rio. Análises dos perfis da comissão CENTRATLAN I não permitiram identificar a continuidade do embasamento cristalino nesta área em função da existência de um padrão “mosqueado” que mascara os refletores. Este padrão “mosqueado” é semelhante ao encontrado na porção oeste deste perfil que foi usado para a delimitação do embasamento acústico do pacote sedimentar a ele sobreposto. Baseando-se no caráter difuso do contorno do embasamento acústico na porção leste dos perfis analisados e nas descrições das velocidades do som das seqüências carbonáticas (cerca de 2.400 m/s) descritas por Silva (1992), sugere-se que este alto batimétrico não represente a expressão em superfície de um alto estrutural, mas que possa resultar da existência de rochas carbonáticas em sub-superfície, semelhantes às encontradas na borda da plataforma ao largo do cabo de São Tomé e descritas por Silva *op. cit.*

## 7 – CONCLUSÕES

A metodologia usada no levantamento sísmico mostrou-se razoável quanto à resolução das feições do fundo e subfundo marinhos, possibilitando a identificação de feições erosivas como paleo-canais e possíveis terraços soterrados. Um dos aspectos negativos, comum aos métodos de reflexão sísmica, é a existência da camada de reverberação que impede a análise dos primeiros metros de sedimentos. No caso do presente estudo, verificou-se que até os primeiros 12 m de espessura da camada os sedimentos foram mascarados por este efeito.

A integração dos dados batimétricos, sedimentológicos de amostragens superficiais e sismoestratigráficos, permitiu esboçar um esquema evolutivo para área deste estudo, a partir do Mioceno Superior-Plioceno (?).

Os perfis sísmicos das comissões GEOMAR XVI, CENTRATLAN I, GEOMAR XX e Diadorim 2003, possibilitaram mapear a profundidade do embasamento acústico até a isobatimétrica de 105 m aproximadamente. Foi possível mapear um afloramento do embasamento na porção oeste da área conforme já havia sido descrito por Muehe *et al.* (1993). Foi possível verificar que há um aumento na espessura de sedimentos em direção a leste onde a espessura máxima medida foi de até 200 m. A morfologia suavemente ondulada deste embasamento acústico, permitiu supor que ele seja composto por rochas pré-Cambrianas semelhantes às da porção emersa. Exceção foi observada no perfil ABC da comissão CENTRATLAN I onde a inclinação dos refletores identificados, nas proximidades da ilha do Cabo Frio, é acentuada o que permite sugerir a possibilidade de que nesta área o embasamento acústico seja formado por rochas vulcânicas do Mesozóico. Não foi possível verificar a espessura de sedimentos na plataforma externa pela inexistência de perfilagens sísmicas profundas nesta área, porém, sabe-se que ela é superior a 120 m (limite dos perfis sísmicos usados neste trabalho). Separando o embasamento acústico do pacote sedimentar está a descontinuidade (DI), com características claramente erosivas.

A partir dos trabalhos de Azevedo Jr. (1991) e Silva (1992), juntamente com a análise das curvas de variação do nível do mar no Cenozóico buscou-se inferir idades para as seqüências sedimentares. Assim sendo, sugere-se que a seqüência mais antiga, Seqüência I, observada sobre o embasamento, seja do Mioceno superior-Plioceno conforme, em função da descontinuidade em seu topo caracteristicamente erosiva, pelo alto ângulo do mergulho dos refletores e por estar diretamente sobre o embasamento acústico. À DIII sugere-se que seja correlata ao marco “P” de Silva *op. cit.*, pois possui características claramente erosivas, observadas em vários perfis sísmicos. Análises comparativas das espessuras de sedimentos

das seqüências que envolvem os marcos Cinza e “P” da área estudada e daquele estudado por Silva *op. cit.*, mostraram que elas são maiores na área estudada por este último o que dificulta a projeção dos resultados. Sabe-se que há maior taxa de sedimentação na porção norte da ilha do Cabo Frio devida à existência do delta do rio Paraíba do Sul e ao aporte dos rios Macaé e São João. Na área deste estudo não há uma bacia de drenagem com capacidade de transporte de sedimentos para a plataforma tão significativa quanto ao norte da área, o que poderia explicar as menores espessuras das Seqüências I e II se comparadas às seqüências que envolvem os marcos Cinza e P, mesmo levando-se em consideração que a área onde eles foram descritos é a borda da plataforma continental ao largo do cabo de São Tomé. Assim sendo, outras fontes destes sedimentos deverão ser consideradas como por exemplo o retrabalhamento e a remobilização dos sedimentos depositados na plataforma continental e transportados pelas correntes costeiras vindas tanto do norte (rio Paraíba do Sul) como do sul (baía da Guanabara). As Seqüências III e IV passam a ter idade Pleistocênica, caso a idade do marco “P” se confirme.

Sugere-se que as plataformas interna e média sejam compostas por sedimentos da Seqüência III cuja idade Pleistocênica já havia sido sugerida por Kowsmann *et al.* (1978b), Ponzi (1978), Muehe *et al.* (1993) que identificaram os sedimentos como relíquias em função das textura e morfoscopia dos grãos. A idade da Seqüência III e parte da IV, foi também inferida a partir de correlação feita com do trabalho de Martin *et al.* (1997), que datou o cordão arenoso interno da laguna de Araruama, a partir de um pedaço de madeira com idade maior do que 35.000 anos.

Nesta porção da plataforma continental, o Holoceno parece estar representado pelos depósitos de sedimentos resultantes do retrabalhamento da Seqüência III e que não foram detectados nos perfis sísmicos analisados, possivelmente por estarem mascarados pela faixa de reverberação do método sísmico. Foi observado, no entanto, as profundidades dos talwegues e as dimensões dos paleo-canais. Baseando-se nos estudos de Swift *et al.* (1985) e Oertel *et al.* (1989), é possível considerar que estes paleo-canais resultem resultar da descarga fluvial, principalmente pela baixa densidade de drenagens atuais existentes na porção emersa nesta costa que é dominada pela ação das ondas. Assim sendo, sugere-se que poucos canais fluviais podem ter migrado em direção a leste, no passado, durante três eventos de oscilação do nível do mar, correspondendo aos níveis profundo, intermediário e superficial a 15.000, 11.000 e 9.000 anos A.P., respectivamente, sendo que o nível mais profundo por estar representado por apenas 1 paleo-canal, o torna susceptível a maiores dúvidas. Os paleo-canais 27, 28 e 29 juntamente com os possíveis terraços marinhos nas isobatimétricas de 130 m (?) e

115 m a 120 m, podem indicar que parte da plataforma externa permaneceu sub-aérea concomitantes a formação da Sequência IV.

A interpretação dos perfis batimétricos não revelou terraços nas profundidades de 60 m a 75 m e de 80 m a 90 m como descrito por Corrêa *et al.* (1980). Também não foi observado, o escarpamento de 110 m mapeado por Kowsmann *et al.* (1979a). Entretanto, observa-se que há dois desníveis batimétricos, um entre as isóbatas de 115 m e 120 m, onde foi possível observar o aparecimento da Sequência IV e outro a cerca de -130 m. Levando em consideração a proposta de Molina *et al.* (2000a), que indicam que os terraços marinhos podem se formar de 20 m a 30 m abaixo do nível do mar, se confirmem, então estes desníveis podem ter sido formados entre 18.000 e 16.000 anos A.P., baseando-se na curva de Corrêa (1990).

As análises da morfologia, gradiente e da distribuição dos sedimentos superficiais, mostram que há uma forte relação entre estes três parâmetros. No domínio dos sedimentos terrígenos (teor de  $\text{CaCO}_3 < 20\%$ ), que abrange as plataformas interna e média, ocorrem gradientes mais acentuados ( $1:220 = 0,26^\circ$ ). A desorganização das isobatimétricas observada a NW da plataforma interna, pode ser explicada pela ocorrência de afloramentos do embasamento e pela presença de arenitos de praia conforme descrito por Muehe *et al.* (1993). As correntes de retorno também podem ser responsáveis por este padrão, uma vez que esta porção da plataforma é submetida à ação direta das ondas de alta energia SW. O aspecto irregular das isobatimétricas na plataforma externa, associado ao seu baixo gradiente ( $1:1550 = 0,036^\circ$ ) reflete a composição carbonática dos sedimentos ( $\text{CaCO}_3 > 80\%$ ), resultado de condições ambientais pretéritas diferente das condições atuais. Se considerarmos o nível do mar a 100 m abaixo do atual há 16000 –18.000 anos B.P., então é possível verificar que, naquela época, havia um mar raso com cerca de 60 m de profundidade, podendo ser possível desta forma haver condições favoráveis de luminosidade e turbidez as quais associadas a temperatura, há o favorecimento da vida destes organismos.

As canalizações no fundo da plataforma atual ocorrem em duas áreas preferenciais. A primeira a NW da plataforma interna onde o embasamento aflora e a sedimentação mais grossa somados à ação das correntes de retorno em função de tempestades, favorecem a formação das canalizações. Nesta foi verificada uma boa correlação entre o posicionamento das canalizações com os pontos de aporte de sedimentos da laguna para a plataforma, sugeridos por Guerra (1993). A segunda área de canalizações ocorre na plataforma média. Sugere-se que estas canalizações possivelmente resultem da ação de correntes de retorno associadas às ondas de SW, porém em regime hidráulico pretérito. Na plataforma externa as

canalizações mostram várias direções, sendo que as maiores mostram uma direção preferencial de NW-SE. As rochas pré-Cambrianas emersas desta região distinguem-se por apresentar estruturas com este alinhamento NW-SE. Inferências mais consistentes não puderam ser feitas, uma vez que não se conhecem evidências de atividades neo-tectônicas, para esta área.

O mapa de gradientes revelou que a plataforma delimitada neste estudo, possui um gradiente típico de no máximo  $0,58^\circ$ . Neste mapa, está evidenciado um alinhamento de direção NW-SE na plataforma externa (Fig. 34). As análises dos sismogramas disponíveis para a investigar a estruturação do subfundo desta área não foram suficientes para definir sua origem. Sugere-se que, pelo padrão mosqueado dos refletores dos perfis da Comissão CENTRATLAN I, eles possam resultar de sedimentos carbonáticos com alta velocidade do som, a semelhança do descrito por Silva (1992).

## 8 - SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Para o melhor conhecimento da morfologia, da composição dos sedimentos e da estratigrafia da área de estudo sugere-se :

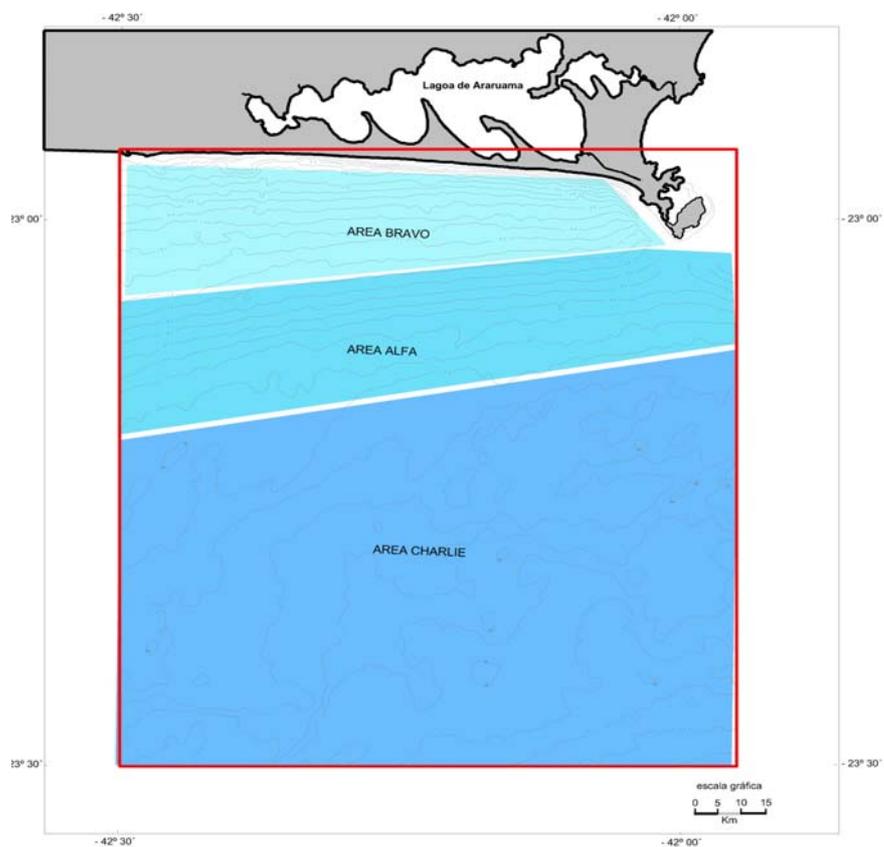
- 1 – A realização de um levantamento detalhado da morfologia do fundo, através do uso do Sonar de Varredura Lateral ou da batimetria Multi-Feixe, de forma a se obter a rugosidade do fundo com maior detalhe.
- 2 – O adensamento da malha de amostragem de sedimentos superficiais, principalmente abaixo da isobatimétrica de 100 m, objetivando definir mais detalhadamente o domínio carbonático.
- 3 – A realização do levantamento das linhas sísmicas previstas no planejamento inicial, e não adquiridas para este trabalho, além de novas linhas transversais às isobatimétricas nas plataformas interna e média, utilizando frequências mais elevadas como 3,5 KHz, para que as seqüências superficiais sejam detalhadas. Desta forma poderá se verificar a existência ou não de refletores que caracterizem IPW.
- 4 – Testemunhagens profundas para analisar o conteúdo paleontológico dos sedimentos e, com isso, se conhecer os paleo-ambientes, sendo possível a realização de datações relativas e/ou absolutas das seqüências sedimentares.
- 5 - Para se conhecer a espessura das camadas e a velocidade do som intervalar será necessário realizar campanhas de sísmica utilizando o método de reflexão multicanal.
- 6 – O uso do método geo-elétrico pode gerar resultados interessantes para os objetivos da investigação geo-acústica até cerca de 40 m de espessura de sedimentos, uma vez que, este método permite a visualização detalhada das camadas a partir da superfície do assoalho marinho, gerando informações sobre a porosidade dos sedimentos nas diversas camadas, permitindo a delimitação das camadas do subfundo com mais detalhes do que a obtida pelos métodos sísmicos, possibilitando a investigação contínua do subfundo tanto da região emersa (praia) como da submersa (plataforma interna) e possui profundidade de penetração de cerca de 40 m. Como aspecto negativo, o método, por questões de logística, ainda não é aplicável para profundidades maiores do que 30 m de lâmina d'água, devido à impossibilidade da localização precisa dos eletrodos para as altas profundidades.

Considerando os objetivos originais deste estudo, sugere-se que a área ALFA, (Fig. 42) entre as isobatimétricas de 70 m e 100 m, como a mais favorável para o início das investigações geo-acústicas, em função dos seguintes aspectos:

- a mediana, porém constante, inclinação do fundo (gradiente  $1:370 = 0,15^\circ$ ) proporciona uma superfície relativamente plana, com poucas canalizações mapeadas. A composição dos sedimentos varia pouco na direção E-W, o que permite considerar o fundo como homogêneo para testes realizados nesta direção (Fig. 28);
- nesta área, o embasamento acústico está sob uma camada de sedimentos de cerca de 100 m de espessura, exceto na porção leste, nas proximidades da ilha do Cabo Frio, onde o embasamento apresenta-se soterrado por cerca de 40 m de sedimentos (Fig. 14);
- a composição dos sedimentos superficiais é predominantemente terrígena, com afinamento do tamanho do grão em direção a leste; e
- por ser uma área relativamente profunda e com menor gradiente, espera-se que os paleo-canais que possam ocorrer nesta área, sejam menos expressivos, ocorrendo maior homogeneidade litológica com continuidade lateral dos refletores.

Para o caso de se testar o comportamento do som em áreas que apresentam pelo menos duas unidades litológicas distintas, sugere-se a área BRAVO (Fig. 42), nas profundidades de 30 m a 60 m, uma vez que nesta área o embasamento acústico (rochas gnáissicas provavelmente) está aflorante na porção oeste, e gradativamente vai sendo soterrado por uma espessura de até 60 m de sedimentos no extremo leste. No entanto, deve ser considerado que nesta área o fundo marinho é mais rugoso, como pode ser verificado pela sinuosidade das curvas batimétricas. Por ser esta uma área sujeita a ação das ondas sobre o fundo espera-se a ocorrência de canalizações, de “*sand waves*” e “*ripple marks*” as quais podem provocar maior reverberação da onda acústica. Para esta área torna-se imprescindível o levantamento sonográfico com o Sonar de Varredura Lateral ou a realização de levantamento batimétrico Multi-Feixe. Na coluna de sedimentos ocorrem paleo-canais que são preenchidos com sedimentos distintos dos sedimentos adjacentes, o que pode provocar absorções diferenciais do sinal acústico.

O setor abaixo de 110 m de profundidade (área CHARLIE da Fig. 42), apesar de apresentar baixo gradiente ( $1:1550 = 0,036^\circ$ ), apresenta expressiva rugosidade do fundo marinho, o que pode provocar aumento na reverberação do sinal acústico. O subfundo, no entanto, é bastante homogêneo com os refletores inclinados na direção do oceano aberto e praticamente horizontalizados na direção E-W. Embora os sedimentos sejam de origem biogênica e composicionalmente distintos da área norte de Cabo Frio, sugere-se que o tipo de fundo e subfundo sejam estudados com maior detalhe, tendo em vista a alta velocidade intervalar das camadas carbonáticas anômalas (da ordem de 2 000 a 2 400 m/s), calculadas por Silva (1992) para a borda da plataforma da bacia de Campos.



**Figura 42** - Mapa com as áreas sugeridas para a realização de experimentos acústicos.

## 9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, E. C.; PONZI, V.R.A. 1984. Características morfológico-sedimentares da plataforma continental e talude superior da margem continental sudeste do Brasil. Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro-RJ, p.1629-1642.
- ALVES, E. C.; SPERLE, M.; MELLO, S. L. M.; SICHEL, S.E. 1997. Compartimentação tectônica do sudeste do Brasil e suas relações com as zonas de fraturas oceânicas. 5th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, São Paulo-SP.v.1, p.48-50.
- ALVES, E. 2002. Zonas de fraturas oceânicas e suas relações com a compartimentação tectônica do sudeste do Brasil. Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ. Rio de Janeiro - RJ. 233p (Tese de Doutorado).
- ARTUSI, L.; FIGUEIREDO Jr., A. G. de; LOPES, A.L.M.; CORRÊA, T. 2003a. Aplicação de sísmica de alta resolução na identificação de feições resultantes da migração lateral de cordões arenosos. Exemplo da lagoa de Araruama-RJ, bacia de Santos. 8th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and 5th Latin American Geophysical Conference, Rio de Janeiro-RJ.
- ARTUSI, L.; FIGUEIREDO Jr, A.G. de. 2003b. Geomorfologia e sedimentação na plataforma continental ao largo da lagoa de Araruama - RJ. Uma re-interpretação. IX Congresso Brasileiro de Estudos do Quaternário, II Congresso do Quaternário de Países de Língua Ibéricas e II Congresso sobre Planejamento e Gestão da Zona Costeira dos Países de Expressão Portuguesa, Recife-PE.
- ARTUSI, L.; FIGUEIREDO Jr, A.G. de. 2004. Espessura e estruturação do pacote sedimentar da plataforma continental interna e média adjacente a laguna de Araruama, RJ. Simpósio de Oceanografia. São Paulo – SP.
- ASMUS, H. E. 1978. Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fratura oceânicas/alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil. Reconhecimento da Margem Continental Brasileira. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DNPM/CPRM/DHN/CNPq. 4: 39-73.
- ASMUS, H. E. 1984. Inferências, hipóteses e problemas relativos à origem e evolução da margem continental brasileira. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro - RJ.
- AZEVEDO Jr., M.F. 1991. Integração entre o preenchimento sedimentar Cenozóico das bacias de Campos e Santos e a evolução tectônica e geomorfológica das áreas

- continentais adjacentes. Departamento de Geologia da Escola de Minas. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto-MG, 159p. (Dissertação de Mestrado).
- BADLEY, M. E. 1985. *Practical Seismic Interpretation*. Prentice Hall. Englewood Cliff, New Jersey-USA. 10ªed., 266p.
- BARBIÈRE, E.B. 1984. Cabo Frio e Iguaba Grande, dois microclimas distintos a um curto intervalo especial In: Lacerda, L.D. de; Araujo, D.S.D.de; Cerqueira, D.; Turcq, B.(org.). *Restingas: Origens, Estruturas, Processos*. CEUFF, Niterói, p.3-12.
- BARBOSA, C.F. 1997. Reconstituição paleoambiental de fácies lagunares com base em foraminíferos: o nível do mar no Quaternário superior na área de Cabo Frio, RJ. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo-SP. 196p. (Tese de Doutorado).
- BREHME, I. 1984. Vales submarinos entre o banco dos Abrolhos e Cabo Frio. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Rio de Janeiro-RJ, 116p. (Dissertação de Mestrado).
- CANDELLA, R.N., GROSMANN, G.S., QUENTAL, S.H.A. 1999. Reconstituição de condições de ondas no oceano Atlântico Sul com a utilização de modelo de terceira geração. *Pesquisa naval – suplemento Especial da Revista marítima Brasileira – SDM*.- Rio de Janeiro (12): 123-134.
- CARVALHO, J. C.; FRANCISCONI, O. 1981. Análise de depocentros, e suas associações com a geomorfologia e a estrutura da margem continental brasileira. Rio de Janeiro-RJ. p.171-186. (Série Projeto REMAC 9).
- CARVALHO, V. M. S. G. 1990. Morfologia e sedimentação da plataforma continental interna entre Saquarema e Cabo Frio - RJ. Instituto de Geociências - Departamento de Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Rio de Janeiro-RJ, 90p. (Dissertação de Mestrado).
- CONTI, L. A. 2004. Geomorfologia da plataforma continental do Estado de São Paulo. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo-USP, São Paulo-SP, 212p. (Tese de Doutorado).
- CORRÊA, I. C. S.; PONZI, V.R.A.; TRINDADE, L.A.F. 1980. Níveis marinhos Quaternários da plataforma continental do Rio de Janeiro. XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Camburiú – SC, v.1, p. 578-587.
- CORRÊA, I. C. S. 1990. Analyse morphostructurale et evolution paleogeographique de la plateforma continentale Atlantique sud-bresilienne (Rio Grande do Sul - Bresil).

- L'Université de Bordeaux I, Soutenu, Bordeaux, França, 314p. (Tese de Doutorado).
- COSTA, M. P.A.; ALVES, E.C.; PACHECO, P.G.; MAIA, A.S. 1988. Prováveis estabilizações do nível do mar em trechos da plataforma continental entre o norte de São Paulo e o sul do Rio de Janeiro, constatadas através da morfologia de detalhe. XXXV - Congresso Brasileiro de Geologia, Belém.
- COUTINHO, P. N. 1967. Preliminary investigations of the sediments between Cabo Frio and São Sebastião island, Brazil . Trab-s. Oceanogr-s., Universidade Federal de Pernambuco, Recife-PE. **9**(11):51-65.
- DAVIS, R. A.; HAYES, M.O. 1984. What is a wave-dominated coast? Marine Geology. **60**:313-329.
- DHN. 1987. Atlântico Sul - Atlas Oceanográfico. Costa leste do Brasil . Condição na primavera de 1986. Diretoria de Hidrografia e Navegação. Projeto Atlas Oceanográfico Vol. 16, Edição Provisória. Niterói – RJ. 198p.
- DHN. 2002. Tábua das marés. Diretoria de Hidrografia e Navegação. 40ª ed. Niterói – RJ. 198p.
- DRM. 2001. Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro. Escala 1: 500 000 – Projeto Rio. Governo do estado do Rio de Janeiro, Secretaria da Indústria Naval e do Petróleo e Departamento de Recursos Naturais (13 Mapas).
- DIAS, G. T. M.; PALMA, J.J.C.; PONZI, V.R.A. 1982. Matéria orgânica no Quaternário da margem continental entre o Rio de Janeiro e Guarapari-RJ. Rio de Janeiro, LAGEMAR/IG-UFRJ-CENPES/PETROBRÁS, Rio de Janeiro-RJ. 136p. (Relatório final).
- DIAS, M.S. 1997. Significado tectônico da topografia do sudeste do Brasil e suas prováveis relações com a margem continental adjacente. Observatório Nacional –ON. Rio de Janeiro – RJ. 169p. (Tese de Doutorado).
- FAINSTEIN, R.; MILLIMAN, J.D.; JOST, H. 1975. Magnetic character of the Brazilian continental shelf and upper slope. Rev. Brasileira de Geociências. **5**:198-211.
- FERRARI, A.L. 2001. Evolução tectônica do *graben* da Guanabara. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo. 409p. (Tese de Doutorado).
- FIGUEIREDO Jr., A. G. de. 1984. Submarine sand ridges: geology and development New Jersey, U.S.A. , University of Miami, Coral Gables, Florida, 408p. (Tese de Doutorado).

- FONSECA, M. J. G.; HEILBRON, M.; CHRISPIM, S. 1984. Geologia estrutural da área de Cabo Frio e armação dos Búzios. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro – RJ, v.13, p. 5393-5424.
- GORINI, M. A.; ALVES, E.; PONZI, V.R.A. 1984. Considerações sobre a margem continental sudeste brasileira com implicações sobre a história geológica da serra do mar. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro –RJ, p.88 (resumos).
- GORINI, M. A.; SOUZA, E.A.; SILVA, C.G.; ALVES, E.C. 1996. Geomorfologia e distribuição de sedimentos da plataforma continental entre Natal (RN) e o Rio de Janeiro (RJ). Uma re-interpretação com base em dados pré-existentes. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador-BA, v.3, p.454-456.
- GUERRA, J. V. 1993. Minerais pesados como indicadores de paleo-drenagens e direção de transporte de sedimentos na plataforma continental interna entre Saquarema e Arraial do Cabo-RJ. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Rio de Janeiro-RJ, 104p.(Dissertação de Mestrado).
- HASSE, R. W.; RIBEIRO, C.E.P. 1977. Jaguar-Brazil. Joint U.S./ Brazil - Acoustic measurements exercise. U.S./Brasil, Naval Underwater Systems Center - NUSC/Instituto de Pesquisas da Marinha-IPqM. NUSC Technical Report 5543, Rio de Janeiro–RJ, 44p.(Relatório interno da MB).
- HINE, A. C.; SNYDER, S. W. 1985. Coastal lithosome preservation: evidence from the shoreface and inner continental shelf off Bougue banks, north Carolina. *Marine Geology*. **63**: 307-330.
- KEMPF, M. 1972. A plataforma continental da costa leste brasileira, entre o rio São Francisco e a ilha de São Sebastião (10°30'-25° lat. S): notas sobre os principais tipos de fundo. XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Belém-PA, v.2, p.212-234.
- KOWSMANN, R. O.; COSTA, M.P.A. 1974. Paleolinhas de costa na plataforma continental das regiões sul e norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*. **4**:215-222.
- KOWSMANN, R. O.; COSTA, M.P. de A.; VICALVI, M.A.; COUTINHO, M.G. da N.; GAMBÔA, L.A.P. 1977. Modelo da sedimentação Holocênica na plataforma continental sul brasileira. In: CHAVES, H. A. F. Evolução sedimentar Holocênica da plataforma continental e do talude do sul do Brasil. PETROBRÁS/CENPES/DINTEP. Rio de Janeiro-RJ, p.7-26.(Série Projeto REMAC 2).
- KOWSMANN, R. O.; COSTA, M.P.A. 1978a. Evidence of late Quaternary sealevel stillstands on the upper brazilian continental margin: a synthesis. IGCP- Project 61 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, São Paulo-SP.

- KOWSMANN, R. O.; VICALVI, M.A.; COSTA, M.P.A. 1978b. Considerações sobre a sedimentação Quaternária na plataforma continental entre Cabo Frio e a foz do rio Itabapoana. CPRM/DEGEO/REMAC. Rio de Janeiro-RJ, 34 p.(Série do projeto REMAC).
- KOWSMANN, R. O.; COSTA, M.P.A. 1979a. Sedimentação Quaternária na margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. PETROBRÁS/DNPM/CPRM DHN/CNPq. Rio de Janeiro-RJ. p. 22-42. (Série Projeto REMAC 8).
- KOWSMANN, R. O.; COSTA, M.P.A. 1979b. Bancos arenosos Holocênicos da plataforma continental brasileira: gênese e potencial mineral. Rio de Janeiro, CPRM: 2.
- KRAFT, J. C.; JOHN, C.J. 1979. Lateral and Vertical Facies Relations of Transgressive Barrier. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin. **33**:2145-2163.
- KUMAR, N.; GAMBÔA, L.A.P.; SCHREIBER, B.C.; MASCLE, J. 1977. Geologic history and origin of São Paulo plateau southeastern brazilian margin, comparison with the Angolan margin, and the early evolution of the northern South Atlantic. SUPKO, P.R.; PERCH-NIELSEN, K. *et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U.S. Government printing Office, v. XXXIX, p.927-945.
- LESSA, C.G. 1990. Hidrografia e sedimentação do canal de Itajuru – Laguna de Araruama (RJ). Departamento de Geografia-Universidade Federal do Rio de Janeiro-UFRJ. Rio de Janeiro, RJ. 109p. (Dissertação de Mestrado)
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J-M. 1997. Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo. CPRM/FAPESP, Belo Horizonte-MG, 112p. C/ 2 mapas.
- MIRANDA, L.B. 1982. Análise de massas de água da plataforma continental e da região oceânica adjacente: Cabo de São Tomé(RJ) a ilha de São Sebastião (SP). Departamento de Oceanografia- Universidade de São Paulo –USP. 194p. (Tese de Livre-Docência).
- MOLINA, F. J. H.; SALAS, L.M.F.; LOBO, F.; SOMOZA, L.; DÍAZ-DEL-RIO, V.; DÍAZ, J.M.A. 2000a. The infralittoral prograding wedge: a new large-scale progradational sedimentary body in shallow marine environments. *Geo-Marine Letters*. **20**:109-117.
- MOLINA, F.J.H.; SOMOZA, L.; LOBO, F. 2000b. Seismic stratigraphy of the Gulf of Cádiz continental shelf: a model for Late Quaternary very high-resolution sequence stratigraphy and response to sea-level fall. In: HUNT, D. & GAWTHORPE, R.L. (eds) *Sedimentary Responses to Forced Regressions*. Geological Society, Londres- UK. Special Publications, **172** p. 329-362.

- MOREIRA, P.C.; MENDONÇA, C. F. 1976. A ressurgência em Cabo Frio (II). Significação física da charneira. Instituto de Pesquisas da Marinha, IPqM. n° 99. Rio de Janeiro – RJ. 68
- MUEHE, D. 1998. O litoral brasileiro e sua compartimentação. In: Geomorfologia do Brasil. CUNHA,S.B. e GUERRA,A.J.T.G (Organizadores). Rio de Janeiro, Bertrand do Brasil. 1998. 392p.
- MUEHE, D.; CARVALHO, V. G. 1993. Geomorfologia, cobertura sedimentar e transporte de sedimentos na plataforma continental interna entre a Ponta de Saquarema e o Cabo Frio (RJ). Boletim do Instituto Oceanográfico. **41**:1-12.
- MUEHE, D. 1994. Lagoa de Araruama: geomorfologia e sedimentação. Cadernos de Geociências – Rio de Janeiro – RJ. **10**:53-62.
- NUMEDAL, D.; OERTEL,G.F.; HUBBARD,D.K.; HINE, A.C. 1977. Tidal inlet variability – Cape Hateras to Cape Canaveral. In: Proceedings Coastal Sediments 77. American Society for Civil Engineers, Charleston, SC, p. 543-562.
- OERTEL, G. F.; KEARNEY, M. S.; LEATHERMAN, S. P., WOO, J. 1989. Anatomy of a barrier platform: outer barrier lagoon, southern Delmarva peninsula, Virginia. Marine Geology. **88**:303-318.
- OTTMANN, F.; OTTMANN, J.M. 1967. Estudo das amostras recolhidas na região de Cabo Frio (Brasil) pelo Noc. Almirante Saldanha. Trab-s Oceanogr-s - Universidade Federal de Pernambuco. Recife-PE, **9**(11):67-78.
- PENHA, H. M. 1999. A synthesis of the geology of the east fluminense coast, state of Rio de Janeiro, Brazil. In: Knoppers, B; Bidone, E. D. ; Abrão, J. J (Ed.). Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon Systems, Rio de Janeiro, Brazil. Série Geoquímica Ambiental, Niterói - RJ. v.6, p.6-10.
- PEREIRA, J. 2000. Contribuição ao estudo do clima de ondas do litoral sul de Arraial do Cabo (RJ). Universidade do Vale do Itajaí - Itajaí -SC, 72p. (Monografia de final de Curso).
- PINHO, U. F. 2003. Caracterização dos estados de mar na bacia de Campos. Programa de Pós-graduação da Engenharia Oceânica-COPPE. Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Rio de Janeiro-RJ, 123p. (Dissertação de Mestrado).
- PONZI, V. R. A. 1978. Aspectos sedimentares da plataforma continental interna do Rio de Janeiro, entre Saquarema e Ponta Negra. Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS Porto Alegre- RS, 89p. (Dissertação de Mestrado).

- PONZI, V. R. A.; OLIVEIRA, K.P.; REIS, M.C.B. 1990. Evidências paleoambientais em testemunhos da plataforma continental do Rio de Janeiro. 36º Congresso Brasileiro de Geologia, Natal-RN. v.2, p.567-579.
- READING, H.G.(Ed.). 1996. Sedimentary Environments and Facies. Elsevier. 688p.
- ROCHA, J. da; MILLIMAN, J.D.; SANTANA, C.I.; VICALVI, M. A. 1975. Southern Brazil - Part V. Contr. Sedimentology. Stuttgart. **4**:117-150.
- SAAVEDRA, L.; MUEHE, D. 1994. Dinâmica sedimentar na plataforma continental interna entre a ilha do Cabo Frio e Cabo Búzios - RJ. 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário de Camburiú – SC,p.370-371.
- SILVA, A. 1992. Evolução sedimentar pós-Miocênica na área nordeste da bacia de Campos. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro-UFRJ. Rio de Janeiro-RJ.70p.(Dissertação de Mestrado).
- SILVA, P.M. 1978. Usos do Mar. Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM). Instituto de Pesquisas da Marinha (IPqM/MB), Rio de Janeiro-RJ, 303p.
- SILVEIRA, I.C.A.; SCHMIDT, A.C.K.; CAMPOS, E.J.D.; GODOI, S.S.; IKEDA, Y. 2001. A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. Rev. Bras. de Oceanografia Universidade de São Paulo – SP. **48**:171-183.
- SWIFT, D.J.P. 1976. Continental shelf sedimentation. In: STANLEY, D.J. & SWIFT, D.J.P. (ed.) Marine Sediment Transport and Environmental Management. John Wiley & Sons, Inc. p. 311-348.
- SWIFT, D.J.P.; NIEDERODA, A.W.; VINCENT, C.E.; HOPKINS, T.S. 1985. Barrier island evolution, middle Atlantic shelf, U.S.A. Part I: shoreface dynamics. Marine Geology **63**: 331-361.
- TALWANI, M., D. HAYES, *et al.* (eds). 1974. Underway Marine Geophysical Data in the North Atlantic. Jun1961-January 1971. Palisades, N.Y., Lamont-Doherty Geological Observatory of Columbia University. (*blue books*).
- TORRES, A. R.T. 1995. Resposta da ressurgência costeira de Cabo Frio a forçantes locais. Coordenação dos Programas de Pós-Graduação de Engenharia da Universidade Federal do Rio de Janeiro – COPPE/UFRJ. Rio de Janeiro – RJ. 143p. (Dissertação de Mestrado).
- TURCQ, B.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; SUGUIO, K.; PIERRE, C.; TASAYACO-ORTEGA, L. 1999. Origin and evolution of the Quaternary coastal plain between Guaratiba and Cabo Frio, state of Rio de Janeiro, Brazil. In: Knoppers, B; Bidone, E. D.;

- Abrão, J. J. Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon Systems, Rio de Janeiro, Brazil. Série Geoquímica Ambiental. Niterói - RJ. v.6, p. 25-46.
- VAIL, P.R.; MITCHUM Jr., R.M.; THOMPSON, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level. In: PAYTON, C.E. (Ed.). Seismic Stratigraphy- applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, Oklahoma.U.S.A.p. 83-96.
- VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M.; CAMPION, K.M.; RAHMANIAN, V.D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. American Association Petroleum Geologists. Methods in Exploration Series n° 7. Tulsa, Oklahoma USA. p. 1-55.
- VERBEEK, N. H.; MCGREE, T.M. 1995. Characteristics of high-resolution marine reflection profiling sources. Journal of Applied Geophysics **33**:251-269.
- VICALVI, M. A.; MILLIMAN, J.D. 1977. Calcium carbonate sedimentation on continental shelf off southern Brazil, with special reference to benthic foraminifera. Reefs and Related Carbonates Ecology and Sedimentology. S. A. e. a. FROST. Tulsa, Okla, The Am. Assoc. Petrol. Geol. Studies in geology **4**: 313-328.
- VIVIERS, M. C.; AZEVEDO, R.L.M. de 1988. The southeastern area of the brazilian continental margin: its evolution during the middle and late cretaceous as indicated by paleoecological data. Revista Brasileira de Geociências. **18**:291-298.
- ZEMBRUSCKI, S. G. 1979. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. Reconhecimento da Margem Continental Brasileira. PETROBRÁS/DNPM/CPRM/DHN/CNPq. Rio de Janeiro- RJ,p.129-177. (Série Projeto REMAC 7).
- ZEMBRUSCKI, S. G.; BARRETO, H.T.; PALMA, J.C.; MILLIMAN, J.D. 1972. Estudo preliminar das províncias geomorfológicas da margem continental brasileira. XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Belém-PA, p.187-209.

## 10 – GLOSSÁRIO

**Alta resolução:** em reflexão sísmica, levantamento no qual a resolução é substancialmente maior que a dos levantamentos normais. Envolve, geralmente, frequências acima de 100 Hz, sendo o registro de campo feito com período de amostragem da ordem de 1ms.

**Conformidade:** condição na qual uma seqüência estratigráfica não apresenta evidências de conter superfícies erosionais ou não deposicionais.

**Clinofomas:** feição onde as camadas se apresentam paralelas e fortemente inclinadas, com mergulhos tendendo para zero a medida que as camadas se aproximam do topo e da base do pacote sedimentar.

**Discordância:** Em geologia, superfície de erosão ou não deposição que separa estratos mais velhos dos mais novos, envolvendo um significativo hiato de tempo. É chamada angular, quando as camadas mais antigas apresentam mergulho diferente (geralmente maior) que as mais novas. Se as camadas forem paralelas, a discordância é chamada paralela ou desconformidade. Se as rochas mais antigas forem ígneas ou metamórficas, a discordância de não conformidade.

**Estratos:** corpo tabular ou simplesmente uma camada distinta ou ... material sedimentar, visualmente separado por outras camadas acima e abaixo por uma mudança discreta na característica ou na forma física na quebra da deposição ou ambos.

**Eustasia:** Variação global do nível médio dos oceanos em relação ao centro da Terra. Admite-se que a principal causa das variações do nível do mar seja a variação da massa de gelo nas calotas polares.

**Geofísica de Alta Resolução:** mais apropriadamente denominada de acústica de alta resolução ou perfilagem acústica contínua. O termo geofísica de alta resolução refere-se ao uso de fontes e receptores sonoros e registradores, os quais definem a profundidade da lâmina d'água e proporcionam uma seção transversal mostrando as camadas de sedimentos e rochas no fundo marinho. Frequentemente mais de um equipamento acústico com diferentes frequências é usado simultaneamente, para a obtenção mais completa do fundo e subfundo abaixo de várias centenas de metros.

**Progradação:** avanço da linha de costa em direção ao mar, com acumulação de sedimentos.

**Reflexão sísmica:** evento correspondente a uma reflexão da onda sísmica em sub-superfície.

**Regressão:** movimento da linha de costa em direção ao mar, indicada pela migração das fácies litorâneas em direção ao mar.

**Reflexões progradacionais:** um número complexo de reflexões sísmicas interpretadas como estratos, nos quais uma porção significativa da deposição é devida ao crescimento lateral sobrepondo ou progradando.

**Seqüência:** Conjunto de camadas sedimentares conforme e geneticamente relacionadas, limitado no topo e na base por discordâncias regionais ou superfícies correlacionáveis com discordâncias regionais.

**Seqüência sísmica:** seqüência estratigráfica interpretada a partir dos dados de reflexão sísmica.

**Sismoestratigrafia:** estratigrafia interpretada a partir dos dados de reflexão sísmica.

**“Toplap”:** em sismoestratigrafia, configuração estrutural na qual os estratos se extinguem contra uma superfície sobrejacente.

**Transgressão:** deslocamento da linha de praia na direção do interior do continente, causado pela subida do nível do mar (eustasia) e/ou subsidência isostática do continente.

**Zona do Infralitoral:** é uma zona que se estende entre a face da praia e a plataforma continental interna, a partir da média da ação das ondas de tempestades e da média das ondas das águas oceânicas e equívale a zona Transicional *Offshore* descrita por Reading e Collinson (1996)

## APÊNDICE I

A assinatura do sinal da fonte sísmica envolveu quatro leituras: Sparker 500 J, Sparker 1000 J, ruído ambiente e ruído ambiente mais o ruído do navio. Para o controle da variação da velocidade do som na coluna d'água, foi lançado um XBT, modelo Sipican T-10, bem como foram buscadas informações do regime de ventos, e de marés relativos aos dias em que se realizaram os levantamentos sísmicos.

O mapa da Figura 43 (A), indica a localização da área onde se realizaram os experimentos e a disposição das 8 linhas sísmicas planejadas para o reconhecimento do subfundo da área de estudos.

A geometria do experimento de medição do sinal da fonte sísmica está esquematicamente representada na Figura 43 (B). Durante o experimento, o Sparker ficou posicionado a 15 m de distância da popa do navio enquanto que a enguia de hidrofones ficou a 35 m da popa, porém no bordo oposto. A profundidade máxima do local em que se realizou estas medidas foi de 42 m sendo que havia um hidrofone fixado a uma bóia e uma poita para mantê-lo a 5 m acima do assoalho marinho.

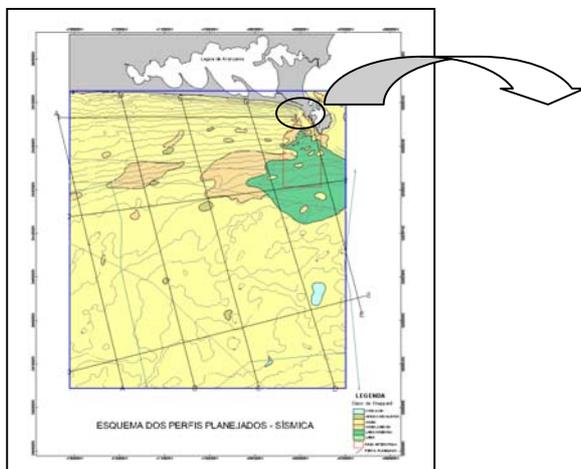
Como a variação batimétrica do local, ao longo dos 800 m em que o navio se deslocou para a realização das medições teve uma diferença de cerca de 10 m, fez-se medidas nos sentidos ida e volta para as emissões do Sparker 500J e 1000 J. O posicionamento da fonte sísmica foi feito sistematicamente por dois teodolitos operados por duas equipes em pontos distintos do morro do Atalaia. Este procedimento permitiu definir a distância horizontal entre a fonte e o hidrofone posicionado no fundo, para o cálculo da correção geométrica do sinal a 1m da fonte.

Rotinas computacionais usando o MATLAB foram elaboradas para a análise do sinal sísmico recebido pelo hidrofone localizado a 5 m do fundo marinho, onde o resultado é apresentado no gráfico da Figura 43 (C), as quais incluíram as correções necessárias para a consideração do sinal analisado como se localizasse a 1m da fonte sísmica.

Para o monitoramento da velocidade do som na água foi lançado um XBT, modelo T-10 da Sipican cujo resultado está no gráfico da Figura 44, indicando haver naquele momento uma grande homogeneidade na temperatura da água (média 24,47° C).

**Figura 43-** Mapa de localização das linhas sísmicas planejadas e localização do experimento de medição da fonte sísmica (A), esquema da geometria do experimento (B) e resultado da análise dos sinais adquiridos (C) (Artusi *et al.* 2003a).

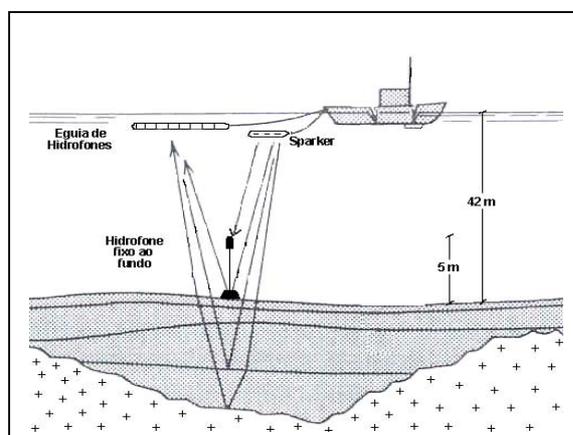
A)



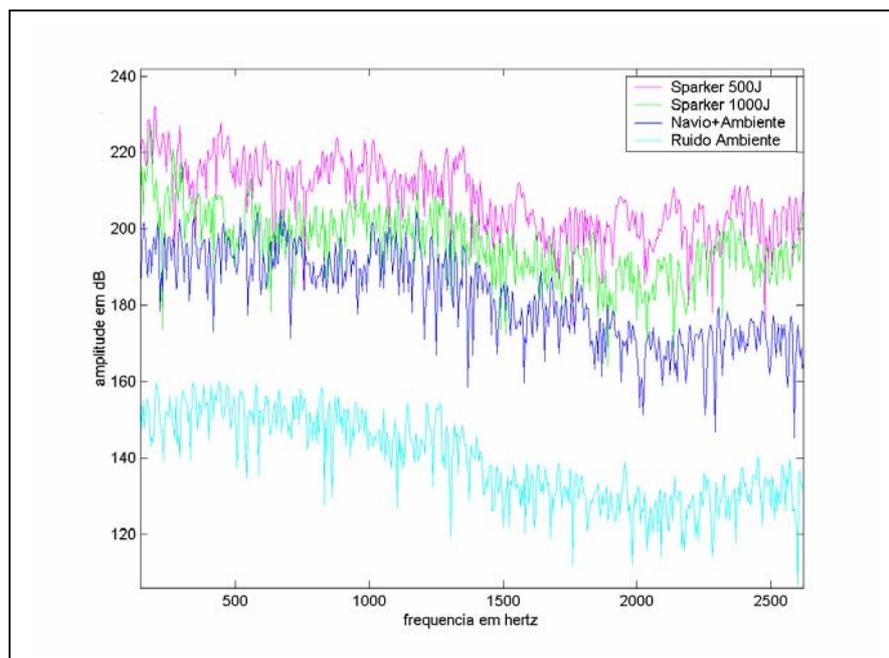
**Gravações efetuadas:**

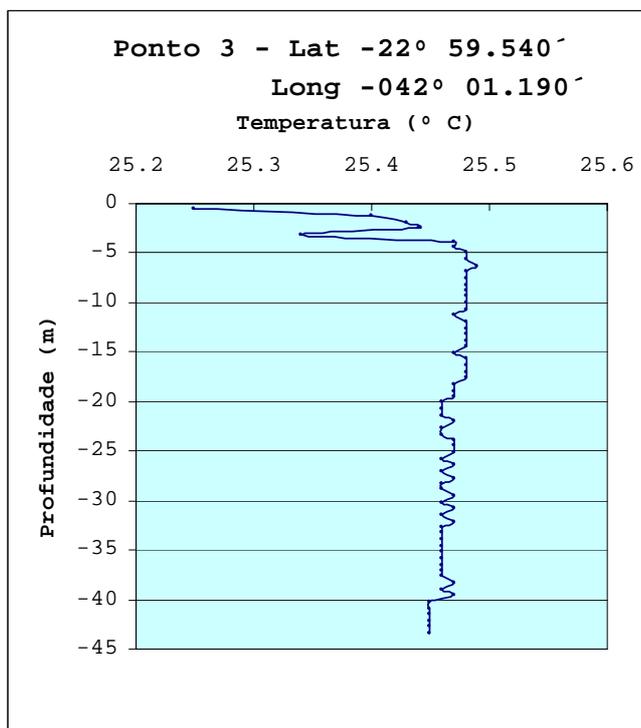
- Ruído ambiente
- Somente o navio
- Sparker 500J- ida e volta
- Sparker 1000J- ida e volta

B)



C)





**Figura 44** - Perfil de temperatura obtido com XBT – modelo T-10 da Sipican, mostrando a homogeneidade da temperatura da coluna da água no momento do experimento da medição do sinal da fonte sísmica.

A experiência de medição da fonte sísmica, embora não tenha sido inteiramente estudada em função da mudança dos objetivos iniciais deste trabalho, permitiu algumas conclusões:

- Para que haja uma simplificação dos procedimentos laboratoriais, sugere-se que a embarcação permaneça fundeada, com os motores desligados e na sua condição de maior silêncio.
- Para experimentos desta natureza sugere-se a escolha de uma fonte sísmica com repetibilidade dos pulsos sísmicos maior do que o Sparker, conforme indicado no trabalho de Verbeek *et al.* (1995).
- O experimento comparativo do sinal da fonte emitindo a 500J e 1000J deverá ser repetido em função da inversão observada no gráfico da Figura 43 (C), onde o sinal Sparker 500J apresenta amplitudes em dB mais elevadas do que o sinal do Sparker 1000J.