



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

FACULDADE DE GEOFÍSICA

ERLANE PEREIRA DOS SANTOS

**MÉTODO DA SÍSMICA DE REFLEXÃO APLICADO À IDENTIFICAÇÃO DOS
RECURSOS MINERAIS MARINHOS NA PLATAFORMA CONTINENTAL:
UMA PESQUISA BIBLIOGRÁFICA**

Belém

2014

ERLANE PEREIRA DOS SANTOS

**MÉTODO DA SÍSMICA DE REFLEXÃO APLICADO À IDENTIFICAÇÃO DOS
RECURSOS MINERAIS MARINHOS NA PLATAFORMA CONTINENTAL:
UMA PESQUISA BIBLIOGRÁFICA**

Trabalho de Conclusão de Curso (TCC)
apresentado à Faculdade de Geofísica do
Instituto de Geociências da Universidade
Federal do Pará, em cumprimento às
exigências para a obtenção do título de
Bacharel Geofísica.

Orientador: Prof. Dr. Maâmar El Robrini.

Belém

2014

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

S237m Santos, Erlane Pereira dos, 1994-

Método da sísmica de reflexão aplicado à identificação dos recursos minerais marinhos na Plataforma Continental : uma pesquisa bibliográfica. / Erlane Pereira dos Santos – 2014.

111 f. : il.

Orientador: Maâmar El Robrini

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geofísica, Belém, 2014.

1. Método de reflexão sísmica. 2. Minerais marinhos. 3. Plataforma continental. 4. Frequências. 5. Fontes. I. Título.

CDD 22. ed.: 551.22

ERLANE PEREIRA DOS SANTOS

**MÉTODO DA SÍSMICA DE REFLEXÃO APLICADO À IDENTIFICAÇÃO DOS
RECURSOS MINERAIS MARINHOS NA PLATAFORMA CONTINENTAL:
UMA PESQUISA BIBLIOGRÁFICA**

Trabalho de Conclusão de Curso (TCC)
apresentado à Faculdade de Geofísica do
Instituto de Geociências da Universidade
Federal do Pará, em cumprimento às
exigências para a obtenção do título de
Bacharel Geofísica.

Trabalho aprovado em: 13/03/2014.

Banca Examinadora

Prof. Maâmar El Robrini - Orientador.
Doutor em Fisiografia dos oceanos e dos litorais.
Universidade Federal do Pará – UFPA.

Prof. Cristiano Mendel Martins – Membro.
Doutor em Geofísica.
Universidade Federal do Pará – UFPA.

Prof. Osmar Guedes da Silva Junior – Membro
Mestre em Geologia e Geoquímica
Universidade Federal do Pará – UFPA.

À minha família, em especial meus pais,
Paulo e Conceição.

Aos meus amigos, em especial, Mons.
Aderson Néder (*in memoriam*).

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus-Pai-Criador, minha fortaleza. À Maria Santíssima, por sua presença sempre doce e amiga, por tantos “colos” de mãe que só a fé permite sentir.

Aos meus pais, Paulo e Conceição, que tanto amo. Agradeço pela educação primorosa e apoio incondicional.

Aos meus irmãos, Áurea, Luciano e Girlani, pelos momentos felizes da infância.

Aos meus sobrinhos, Ellem e Lucas, por trazerem alegria à minha vida, e mesmo quando estão longe, só as recordações, já me fazem sorrir.

Aos demais parentes, avós, tios, primos, padrinhos, por sempre torcerem por mim.

À minha segunda família, que Deus tão gentilmente concedeu-me, Sr. Carlos, D. Joana, Karina e Carlos André, pelo apoio, ajuda e amizade de tantos anos.

Aos amigos da Infância Missionária, Movimento Igreja Jovem, Grupo Misericórdia Divina, e MOASI por tantos momentos lindos de amizade e fé.

Aos amigos da Fundação Nazaré de comunicação e do Espaço Cultural Nossa Biblioteca, com quem muito aprendi. Especialmente aos do Programa Criança Evangelizando Criança, pela compreensão e amizade.

Aos amigos e professores das escolas Noêmia Guido, Pe. Leandro Pinheiro, e Alexandre Zacharias de Assumpção, pelos ensinamentos e confiança. Aos amigos do teatro, pelos momentos mais espetaculares que vivi!

Aos amigos da Geofísica, especialmente aos da turma Geofísica 2010 por todos os momentos de desespero extremo e solidariedade: Ângela, Cadu, Jéssica e João, o famoso *upper*, pelos momentos divertidos; Alan; Anderson Manoel e José; Diego (por todas as informações, papos *offs* e brincadeiras); Dheimysson; Jeferson; Léo e Maicon (pela ajuda nas disciplinas mais difíceis de física e cálculo); Vitor B.; Victor A; e Rodolfo; aos agregados mais queridos: Carol Sena, Alípio, Carlos Augusto.

Aos futuros geofísicos que mais estimo, também da turma de 2010, e levarei para sempre no meu coração: Glessiane, Natiê e Iverson. Por todos os momentos felizes, tristes, raivosos e cansativos que passamos juntos. Por me ajudarem em tudo!

Ao excelente corpo docente da Faculdade de Geofísica e do Instituto de Geociências, pelo esforço e dedicação ao ensino da geofísica.

À Socorro e Elaine, secretárias da Fageof, por todo apoio e carinho.

Ao Dr. Luís Antônio Pereira de Souza, do Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo (IPT), pela atenção e disponibilidade em responder algumas perguntas que muito colaboraram para o resultado final desta pesquisa.

À banca examinadora, Dr. Cristiano Mendel e Msc. Osmar Guedes, pelas valiosas sugestões que muito ajudaram para o resultado final deste trabalho..

Ao professor Maâmar El Robrini, pela orientação deste trabalho, cuja ajuda foi de inestimável valor.

Ao Monsenhor Aderson Néder, pela sua preciosa amizade em Cristo. Por ter sido uma Luz no meu caminho, que nem a morte foi capaz de apagar.

A vitória pertence a todos aqueles que acreditam que há sempre tempo para recomeçar.

(Paulo Freire)

RESUMO

O método da sísmica de reflexão (SR) baseia-se na propagação de ondas elásticas na subsuperfície terrestre. O fenômeno da reflexão sísmica é produzido pela diferença de impedância entre dois meios, a qual depende da densidade e da velocidade de propagação das ondas no meio geológico. A densidade nos sedimentos, por sua vez, depende da mineralogia, da porosidade e do teor de água, sendo estes parâmetros controladores da impedância dos sedimentos. Na investigação de camadas superficiais de sedimentos, assumem-se valores de velocidade de propagação na água e entre 1.450 e 1.550 m/s e entre 1.400 e 1.700 m/s nos sedimentos rasos inconsolidados. A presença de gás nos sedimentos pode fazer esse valor diminuir para aproximadamente 800 m/s. A SR é comumente usada para prospecção mineral marinha por fornecer dados do substrato submerso com bom nível de resolução. Poucos trabalhos voltados à aplicação da SR na pesquisa de minerais marinhos em plataformas continentais estão disponíveis. Desta forma, justifica-se esta pesquisa bibliográfica, onde foram investigados: aspectos históricos dos métodos sísmicos e da prospecção mineral, a geologia dos depósitos minerais marinhos, as fontes e frequências sísmicas, o processamento de dados sísmicos de alta resolução, e as informações extraídas da SR. São mostradas as particularidades da SR, com vários tipos de fontes sísmicas (*airgun*, *sparker*, *boomer*, sistemas transdutores, *chirp*) e as frequências de investigação para levantamentos de alta resolução. Para os granulados litoclásticos e bioclásticos, *placers* e fosforitas ocorrentes, no fundo oceânico, são utilizadas frequências < 2 kHz. As principais fontes adequadas para este objetivo são o *boomer* e o *chirp*. Para estudos de depósitos compostos por sedimentos mais finos, e cujo objetivo é a resolução, devem ser usadas frequências entre 2 e 30 kHz. Sistemas transdutores e *chirp* são fontes usadas para esta finalidade. Em relação ao processamento, este não é tão consolidado quanto aquele usado na sísmica convencional. As informações abrangem a identificação de paleoambientes (paleopraias e paleocanais), tipos de sedimentos, falhas, reconstrução paleoambiental a partir das variações no nível do mar e sismoestratigrafia, espessura dos estratos, embasamento acústico e mapeamento 3D de feições e camadas de interesse. Nos paleoambientes podem ocorrer acumulações de minerais pesados, podendo indicar *placers*. Os sedimentos podem ser classificados a partir de seu ecocaráter. Ecos

descontínuos e com pouca penetração estão associados a sedimentos grosseiros (areias e cascalhos). Enquanto que ecos contínuos com boa penetração estão associados a sedimentos lamosos, podendo conter gás, gerando anomalias acústicas de fortes refletividades. Sedimentos com concreções de fosforitas produzem ecos com hipérboles de pequena escala. Falhas podem auxiliar na captura de *placers* e sua identificação é feita através de evidências como difrações e descontinuidades das reflexões. A sismoestratigrafia fornece informações sobre as mudanças no nível do mar, fator determinante para acumulação de depósitos minerais. A espessura das camadas é obtida a partir do tempo registrado na SR. O embasamento acústico pode revelar armadilhas para os *placers*. O mapeamento 3D de feições e camadas auxilia na avaliação e quantificação de jazidas minerais.

Palavras-chave: Reflexão Sísmica. Minerais Marinhos. Plataforma Continental. Frequências. Fontes.

ABSTRACT

The seismic reflection method (SR) is based on the propagation of elastic waves into earth's subsurface. The phenomenon of reflection is produced by the contrast impedance between two medium that depends on density and velocity propagation of waves into geological medium. The sediments density, in turn, depends on the mineralogy, porosity and water content, these parameters are drivers the sediments impedance. In investigation of sediments superficial layers, velocity propagation values are assumed as about 1.450 e 1.550 m/s into water, and 1.400 e 1.700 m/s into sediments shallow unconsolidated. The presence of gas in the sediments can make this value decreases to about 800 m/s. The SR is commonly used for marine mineral exploration for reporting the submerged substrate with good level of resolution. Few studies about the SR application in the marine mineral research in the continental shelves are available. Thus, justified this bibliographic research which investigated: the historical aspects of seismic methods and mineral prospection, the geology of marine mineral deposits, the seismic sources and frequency, and the informations extracted from the SR. Are exhibited the particularities of SR with several seismic sources types (airgun, sparker, boomer, system transducer and chirp) and the frequency of investigation to high resolution surveys. For the litoclastic and bioclastic granular, placers and phosphorite located in the seafloor are used frequency < 2 kHz. The main sources suitable for this object are boomer and chirp. For studies of the fine sediments deposits and the object is resolution, should be used frequencies between 2 and 30 kHz. System transducers and chirp are used to this finality. In relation to the processing, this is not so well established as that used in conventional seismic. Information covers the identification of paleoenvironments (paleobeach and paleochannel), types of sediments, faults, paleoenvironmental reconstruction from the change of sea level and sismostratigraphy, thickness of layers, acoustic basement and 3D mapping of features and layers of interest. In the paleoenvironments may occur accumulations of heavy minerals and may indicate placers. The sediments can be classified from your echo character. The discontinuous echos and with little penetration, these are associated to coarse sediments (sand and gravel). While continuous echos with good penetration are associated to mud sediments, that can contain gas producing acoustic anomalies of strong reflectivity. The sediments with phosphorites concretions produce echo

character with hyperbole small-scale. Faults may assist in capturing placers and their identification is made through evidence as diffractions and reflections from discontinuities. The Sismostratigraphy provides informations about change on sea level, determinant factor to minerals deposits accumulation. The thickness of layers is obtained from times registered in the SR. The acoustic basement can reveal traps for placers. The 3D mapping of features and layers helps in evaluation and quantification of minerals field.

Keywords: Seismic reflection. Marine minerals. Continental Shelf. Frequencies. Sources.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Ewing e o Navio Vema ao fundo	24
Figura 2 – Linhas geofísicas realizadas durante o Programa LEPLAC.	29
Figura 3 – Consequências do LEPLAC na esfera nacional e internacional.	29
Figura 4 – Recursos Minerais presentes em áreas oceânicas. No canto direito, fotografias das expedições do REMPLAC	30
Quadro 1 – Províncias fisiográficas e depósitos minerais marinhos de acordo com o modo de ocorrência.	31
Figura 5 – Províncias oceânicas (neste perfil não há relação de escala). Em destaque a plataforma continental.	32
Figura 6 – Modelo geodinâmico esquemático da margem continental divergente	33
Figura 7 – Distribuição de sedimentos carbonáticos na plataforma NE do Brasil	38
Figura 8 – A) Algas coralináceas; B): Rodolitos.	39
Figura 9 – Ambientes de sedimentação costeira e principais depósitos arenosos associados	40
Figura 10 – Minerais. A) Cristal de zircão em biotita. B) Cristal de ilmenita em quartzo. C) Cristal de monazita. D) Cristal de cassiterita. E) Cristal de diamante em rocha.	42
Figura 11 – Ocorrências de <i>placers</i> : a) <i>Placers</i> em praias submersas; b) <i>Placers</i> trapecados em depressões no assoalho oceânico; c) <i>placers</i> em vales de rios afogados e Tecnológico	43
Quadro 2 – Relações entre profundidades e modo de ocorrência de minerais marinhos não consolidados	43
Figura 12 – Microfotografia da matriz fosfática e do arcabouço	46
Figura 13 – Esquema das ondas P e S	47
Figura 14 – Geração e recepção do sinal sísmico evidenciando a variação de Impedância acústica.	50
Figura 15 – A) Cabo flutuante de sísmica profunda. B) Hidrofonos de sísmica rasa	51
Figura 16 – Definição de Zona de Fresnel AA'	54
Figura 17 – <i>Airgun</i> de pequeno porte usado em levantamentos sísmicos de alta resolução.	57

Figura 18 – Assinatura da fonte <i>airgun</i> e efeito de <i>bubble pulse</i> seguindo o pulso primário.....	58
Quadro 3 – Características e limitações do <i>airgun</i>	59
Figura 19 – A) Assinatura da fonte; B) Exibição de um <i>mini sparker</i> durante levantamento na Plataforma Continental de São Paulo.....	60
Quadro 4 – Características e limitações do <i>sparker</i>	60
Quadro 5 – Características e limitações do <i>boomer</i>	61
Figura 20 – A) Assinatura do <i>boomer</i> . B) <i>Boomer</i> utilizado na plataforma continental de São Paulo.....	61
Figura 21 – Exemplo da assinatura de um sistema transdutor de 10 kHz.	62
Quadro 6 – Características e limitações dos transdutores.....	63
Figura 22 – Sistema transdutor <i>GeoAcoustics</i> utilizado na aquisição e processamento em tempo real dos dados sísmicos.....	63
Figura 23 – A) Assinatura do chirp; B) Chirp utilizado na Plataforma Continental do Pará durante expedição do REMPLAC realizada pelo Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros (GEMC) da Ufpa.....	64
Quadro 7 – Características e limitações do <i>chirp</i>	64
Quadro 8 – Características das principais fontes sísmicas marinhas de alta resolução.....	65
Figura 24 – Perfis multifrequências de uma área do porto de Santos (SP). Nesta área foram usadas eco sondas (38 + 200 kHz), chirp (2 – 8 kHz), Chirp (10 – 20 kHz) e um boomer (400 – 2000 Hz).....	66
Figura 25 – Fluxos de processamento similares.....	68
Figura 26 – Fluxo de processamento de alta resolução mais diferenciado.....	68
Figura 27 – Imagem do espectro de distribuição no domínio FK (Frequência/ nº de onda) mostrando a concentração das amplitudes significativas nas frequências entre 3 e 5 kHz.....	71
Figura 28 – Configuração do filtro passa-banda e espectro de frequência do traço 1 mostrando o antes e depois do filtro.....	72
Figura 29 – Comparação entra a seção não filtrada e após a aplicação de um filtro passa-banda.....	73
Figura 30 – Comparação entre a seção antes e após o balanceamento espectral. Observa-se o realce nos depósitos com clinofomas progradantes.....	74
Figura 31 – Modernos e paleoterraços marinhos e feições associadas.....	77

Figura 32 – Foto aérea (a) e perfil de ecobatimetria (b) mostrando terraços na plataforma continental de Grand Cayman.	77
Figura 33 – Perfil sísmico mostrando o terraço inferior na plataforma continental na parte oeste de Grand Cayman, a arquitetura típica de depósitos modernos, e a geometria do terraço do embasamento e da escarpa na plataforma continental média.	78
Figura 34 – Falésia marinha em Ponta do Retiro no litoral norte do Rio de Janeiro. Os minerais pesados derivados da erosão dos sedimentos do Grupo Barreiras que formam as falésias, são concentrados na base das falésias por ondas e correntes marinhas, gerando os placers de praia.	79
Figura 35 – Paleopraia na margem continental de Otago, Ilha Sul (Nova Zelândia).	80
Figura 36 – Seção sísmica de um canal complexo, subjacente à crista de uma paleopraia.	
Figura 37 – a) registro sísmico original; b) perfil interpretado identificando elementos do paleocanal.	80
Figura 38 – Registro sísmico do maior (A) e do menor (B) canal, identificados na plataforma continental interna do Rio Grande do Sul.	81
Figura 39 – Registro sísmico bruto de dois paleocanais (amarelo) identificados durante a expedição REMPLAC 2011. As setas vermelhas indicam as bordas dos canais.	81
Figura 40 – A) Perfil sísmico; B) interpretação do registro sísmico.	81
Figura 41 – Perfil de 3,5 kHz evidenciando a passagem de areia média para areia fina e muito fina.	85
Figura 42 – Registro sísmico evidenciando a transição de textura sedimentar.	85
Figura 43 – B) Imagem obtida pelo perfilador de subfundo; C) Interpretação destacando as camadas de cascalho.	86
Figura 44 – Linha sísmica Interpretada (A-A') cruzando um paleocanal, crista de praia e acoustical sink.	87
Figura 45 – Perfil sísmico registrado em uma possível área carbonática.	87
Figura 46 – Padrões de reflexão característicos da presença e ausência de fosforitas marinhas.	88
Figura 47 – Sandwaves registradas em perfis sísmicos de 3,5 kHz.	89

Quadro 9 – Relação entre o tipo de sedimento, a penetração e o padrão do eco.....	89
Figura 48 – Desenho e interpretação geológica de um perfil sísmico evidenciando falhas no embasamento.....	91
Figura 49 – Falha em flor afetando refletores S1 e S2 no topo da seção sísmica interpretada.....	91
Quadro 10 – Parâmetros de reflexão sísmica usados em sismoestratigrafia e seus significados geológicos.....	93
Figura 50 – A) Regressão e onlap costeiro durante aumento do nível do mar; B) Regressão e onlap costeiro durante aumento do nível do mar; C) Toplap costeiro indica nível do mar estacionário; D) A queda gradual do nível do mar produz um deslocamento para baixo nos padrões mais os topos dos padrões são erodidos; Queda rápida do nível do mar produz maior deslocamento em direção ao mar no local do onlap.....	94
Figura 51 – Arcabouço estratigráfico da seção rasa da plataforma continental do Rio de Janeiro.....	95
Figura 52 – (a) Mapa de espessura de sedimentos identificados a partir da interpretação das seções sísmicas das comissões GEOMAR XVI, CENTRATLAN I e Diadorim. (X) Embasamento aflorante. Pontos A, B e C – indicados no perfil sísmico da Fig. 2(c); (b) Embasamento aflorante indicado no ponto (X) da Fig. 2 (a); (c) Perfil sísmico produzido durante a comissão CENTRATLAN mostrando o embasamento acústico. Nas seções sísmicas, o tempo é duplo.....	97
Figura 53 – A) Mapa dos pontos de amostragem e localização dos perfis. B) Perfis sísmicos.....	98
Figura 54 – Diagramas tridimensionais que possibilitam a visualização do ambiente investigado.....	99

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CENEXO	<i>Centre National Pour l'Exploitation des Océans</i>
CGEE	Centro de Gestão e Estudos Estratégicos
<i>CHIRP</i>	<i>Compressed High Intensity Radar Pulse</i>
CIRM	Comissão Interministerial para os recursos do Mar
CLPC	Comissão de Limites da Plataforma Continental
CNPQ	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
CNUDM	Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar
CPRM	Companhia de pesquisa de recursos minerais
DHN	Diretoria de Hidrografia e Navegação
DNPM	Departamento Nacional de Produção
IFREMER	Instituto Francês de Pesquisas para exploração do mar
Hz	Hertz
IOC	<i>International Oceanographic Commission</i>
LDGO	<i>Lamont-Doherty Geological Observatory</i>
LEPLAC	Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira
m	Metros
MME	Ministério de Minas e Energia
ONR	Centro de Pesquisa Naval da Marinha
PCJB	Plataforma Continental Jurídica Brasileira
PSC	Perfilagem de Sísmica Contínua
REMAC	Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira
REMLAC	Programa de Avaliação da Potencialidade Mineral da Plataforma Continental Jurídica Brasileira
SR	Sísmica de Reflexão
UFPA	Universidade Federal do Pará
UTM	<i>Universal Transversa de Mercator</i>

VHSR	<i>Very High Seismic Resolution</i>
WHOI	<i>Woods Hole Oceanographic Institution</i>
ZEE	Zona Econômica Exclusiva

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	20
2	ASPECTOS HISTÓRICOS	23
2.1	Sísmica Marinha	23
2.2	Prospecção Mineral Marinha	25
2.2.1	Levantamentos geofísicos anteriores ao REMAC	26
2.2.2	REMAC	27
2.2.3	Levantamentos posteriores ao Projeto REMAC	28
2.2.3.a	Projeto LEPLAC	28
2.2.3.b	Programa REMPLAC	30
3	GEOLOGIA DOS RECURSOS MINERAIS MARINHOS	31
3.1	Províncias Morfológicas Oceânicas	31
3.1.1	Margens Continentais	32
3.1.2	Plataforma Continental	33
3.1.3	Outras províncias	34
3.2.	Tipos de Depósitos de Minerais Marinhos	36
3.2.1	Granulados biodetríticos	36
3.2.2	Granulados Litoclásticos	39
3.2.3	<i>Placers</i>	41
3.2.4	Fosforitas	45
4	MÉTODO DA SÍSMICA DE REFLEXÃO	47
4.1	Tipos de Ondas	47
4.2	Impedância Acústica	49
4.3	Tipos de Fontes Marinhas	50
4.4	Receptores	51
4.5	Resolução Sísmica	53
5	RESULTADOS	56
5.1	Fontes Sísmicas	56
5.1.1	<i>Airgun</i>	57
5.1.2	<i>Sparker</i>	59
5.1.3	<i>Boomer</i>	60
5.1.4	Transdutores	61
5.1.5	<i>Chirp</i>	64
5.2	Frequências de Investigação	65

5.3	Processamento de dados de SR de Alta Resolução	67
5.3.1	Leitura do dado	69
5.3.2	Geometria	69
5.3.3	Edição do traço	69
5.3.4	Análise Espectral	70
5.3.5	Filtros e Ganhos	71
5.3.6	Deconvolução	74
5.4	Informações Fornecidas pela Sísmica de Reflexão	75
5.4.1	Mapeamento de paleoambientes	75
5.4.2	Distinção dos sedimentos e das camadas	84
5.4.3	Falhas	90
5.4.4	Mudanças no nível do mar e sismoestratigrafia	91
5.4.5	Espessura e Embasamento Acústico	95
5.4.6	Mapeamento 3D de estruturas e camadas de interesse	98
6	CONCLUSÃO	100
	REFERÊNCIAS	101

1 INTRODUÇÃO

Nos mares e oceanos que abrangem 71 % da superfície da Terra (CAVALCANTI, 2011), onde ocorrem enormes potencialidades de recursos vivos e não vivos, entre estes, os minerais de grande valor econômico, tanto nas margens continentais como em águas profundas (bacias e cordilheiras oceânicas). São estes os granulados biotróficos e litoclásticos, os *placers*, as fosforitas, localizados principalmente na plataforma continental. Os nódulos polimetálicos, as crostas de ferro e manganês e depósitos hidrotermais ocorrem nas áreas mais profundas dos oceanos.

Há algum tempo, os granulados litoclásticos e bioclásticos já são explorados ao redor do mundo, a exemplo da França. Na plataforma continental da França, em 1970, foram explorados mais de 900.000 toneladas de *maërl* (AMARAL, 1979). Em 1974, no mesmo país, a exploração de algas calcárias totalizou 650.000 m³ (GOMES, PALMA e SILVA, 2000). De acordo com o Instituto Francês de Pesquisas para Exploração do Mar (IFREMER) (2014a), sobre os recursos minerais, em 2005, na França, estudos foram realizados para reavaliar o potencial econômico de agregados ou granulados marinhos (silicosos e calcários). Para isso, foram avaliadas e quantificadas as reservas minerais na zona econômica exclusiva (ZEE) francesa que foi subdividida em 4 áreas: (1) oriental do Canal Mancha - 149 bilhões de m³, (2) Bretanha - 145,9 bilhões de m³, dos quais 10,6 bilhões de m³ estão relacionados a bancos arenosos reconhecidos pela sísmica de reflexão (SR), (3) *Loire – Gironde* - 19,8 bilhões de m³ e (4) sul de Gascogne - 228 bilhões de m³. Todas essas estimativas não consideram restrições regulamentares, econômicas e técnicas.

No Brasil, expedições científicas como o Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira (REMAC) (1979 - 1984) permitiu a identificação de diversas ocorrências minerais (granulados, minerais pesados, fosforitas, nódulos e crostas ferromagnasíferos e sulfetos maciços) na margem continental e nas áreas oceânicas adjacentes. Um exemplo disso é a grande faixa carbonática na plataforma continental, que parte da região Norte de Ilhéus (BA) até o Sul de Guarapari (ES)(Amaral (1979). Há concentrações anômalas importantes de minerais pesados na plataforma norte-nordeste, ao largo de Salinópolis (PA), e em frente ao trecho Jaguaribe – Apodi, fronteira do Ceará com o Rio Grande do Norte (Palma, 1979).

Em todo o mundo, além das universidades e instituições governamentais, várias empresas também têm se interessado pela pesquisa dos recursos minerais marinhos. É o caso da *Nautilus Minerals* (2013), uma empresa canadense, que foi a primeira a receber concessão para explorar depósitos de sulfetos polimetálicos nos fundos oceânicos, na Papua Nova Guiné. A *Oceanis Mineral International* (2013) desenvolve pesquisa do leito marinho, em áreas sob jurisdição nacional e internacional do Oceano Atlântico Sul. A *Geomining Brasil – consultores associados (GB)* (2013), entre outras áreas de atuação, desenvolve trabalhos relacionados aos recursos minerais marinhos. A *MAG - Mar, Ambiente e Geologia Serviços* (2013) realiza levantamentos geofísicos no Brasil e Namíbia. De acordo com *MAG* (2013), a *GGG – Geologia, Geofísica e Geotectônica*, já extinta, realizou prospecções de minerais pesados (monazita, ilmenita, etc) na Plataforma Continental, ao largo de Marataízes (ES).

A geofísica tem contribuído para a identificação dos recursos minerais marinhos através de seus métodos indiretos: sísmica de reflexão (SR), magnetometria, entre outras técnicas. Isto é feito por meio de medidas de propriedades físicas das rochas. Seu uso pode delimitar áreas para estudo em um curto espaço de tempo se comparado com métodos diretos como coletas de amostras de sedimentos e/ou rochas. Por isso, é uma das primeiras etapas na pesquisa mineral marinha. Para este fim, a SR é uma das mais usadas, devido a sua boa resolução e por fornecer informações sobre o empilhamento e arranjo estratigráfico e estrutural.

Existem poucos trabalhos científicos de SR aplicada à pesquisa mineral marinha. Devido à relevância dos minerais marinhos para o futuro da economia do país, é necessário investigar as principais ferramentas que auxiliem no mapeamento, identificação e quantificação das reservas, como a SR.

Este trabalho de conclusão de Curso (TCC) tem como objetivo geral apresentar a importância do método da SR para pesquisas de recursos minerais marinhos, em particular os granulados, *placers* e fosforitas. Os objetivos específicos são: a partir de exemplos disponíveis na literatura, descrever as particularidades da SR de alta resolução que potencializam esta aplicação (frequências, fontes); abordar as técnicas de processamento usadas nesse tipo de dado e levantar as informações extraídas da SR.

A metodologia escolhida para o desenvolvimento do estudo é a pesquisa bibliográfica de caráter exploratório. As principais fontes foram: livros, artigos científicos, dissertações, teses e relatórios, coletados em bases de dados como o Periódico Capes e Scielo (*Scientific Eletronic Library Online*), sites de órgãos governamentais e de pesquisa (Marinha do Brasil, etc). Para a organização desta pesquisa bibliográfica, foi feita a identificação preliminar da bibliografia, análise do material, seguida da interpretação do mesmo, e redação final. Destacam-se como as obras mais importantes para esta pesquisa, o volume 18 da revista brasileira de geofísica de 2000, especialmente o trabalho de Ayres Neto (2000), uso da sísmica de reflexão de alta resolução e da sonografia na exploração mineral submarina; Souza (2006), uma revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas; Monteiro (2010), Métodos geofísicos aplicados à localização de depósitos de granulados biodetríticos e paleocanais no litoral da Paraíba, Brasil; Wandscheer (2012), Depósitos de areia da plataforma continental ao largo da Enseada de Camboriú: uma avaliação de jazida.

Este TCC segue o seguinte roteiro: capítulo 1 – Introdução; capítulo 2 – Aspectos históricos da sísmica marinha e da prospecção mineral marinha; capítulo 3 – Geologia dos recursos minerais marinhos; capítulo 4 – Método da sísmica de reflexão; capítulo 5 – Resultados; capítulo 6 – Conclusão.

2 ASPECTOS HISTÓRICOS

2.1 Sísmica Marinha

O trabalho pioneiro de Reginald Fessenden, em 1913, foi fundamental para o desenvolvimento da SR como método de prospecção. Segundo Telford, Geldart e Sheriff (1990), o trabalho foi direcionado para medir a profundidade de água e detectar icebergs a partir do uso de ondas sonoras. Segundo Peterson & Walker (1974, apud Bednar, 2005, p. 5MJ), o equipamento foi usado a uma distância de 3.7 km de *Newfoundland Banks*. Em 1917, o inventor patenteou o equipamento como “métodos e aparatos para localizar corpos de minérios”, ressaltando que o equipamento abrangia os métodos de refração e de SR para localizar formações geológicas (PETERSON e WALKER, 1974 apud BEDNAR, 2005, p. 5MJ).

Nos anos 20, a prospecção de petróleo se baseava em dois métodos geofísicos: a gravimetria e a sísmica de refração (DIAS e FIGUEIREDO JR., 2004). Segundo Dias e Figueiredo (2004), a primeira era usada para localizar domos salinos de menor densidade que estavam associados a reservatórios de óleo, e com a segunda era possível determinar a profundidade e composição das camadas. Ainda nesta década foram realizados os primeiros trabalhos de SR para exploração, baseados na patente de Fessenden, especialmente no período de 1926 – 1928, onde os resultados traziam algumas dúvidas e dificuldades (BEDNAR, 2005).

Enquanto a SR era aperfeiçoada, a sísmica de refração era usada na exploração (segundo B. B. Weatherby (1945, apud Bednar, 2005, p. 6MJ), só após o período entre 1929 – 1932, a SR se desenvolveria mais rapidamente). No entanto, Dias e Figueiredo Jr (2004) consideram que os dados sísmicos de refração não eram devidamente interpretados por causa do pouco conhecimento da física de refração das ondas de choque. Este cenário começou a mudar quando Maurice Ewing, segundo Dias e Figueiredo Jr. (2004), um texano de 25 anos, em 1931 foi pioneiro em dedicar suas teses de mestrado e de doutorado no estudo da trajetória de ondas nas camadas sedimentares. Em 1936, Ewing, para estudar a natureza da transição continente/oceano, levou até o fundo oceânico, sismógrafos e explosivos, e descobriu que os limites entre as margens continentais e continentes eram abruptos (DIAS e FIGUEIREDO JR, 2004). Apesar deste feito, segundo Dias e Figueiredo Jr. (2004), suas descobertas não foram valorizadas, porque o petróleo jorrava na superfície dos continentes.

Outra descoberta importante foi a da termoclina. De acordo com Dias e Figueiredo Jr. (2004), a Marinha Americana não acreditava na eficiência dos métodos geofísicos nos oceanos. Entretanto, em 1936, uma equipe verificou que o desempenho do sonar de seu navio era melhor durante a manhã do que à tarde. O estudo desta questão levou à descoberta da termoclina (DIAS e FIGUEIREDO JR, 2004). A descoberta desta foi muito importante, porque as ondas ao cruzarem-na, desviam-se de sua trajetória inicial, semelhante a raios luminosos atravessando um prisma. Conseqüentemente há formação de uma zona de sombra, onde as ondas acústicas dificilmente penetram. Desta forma, Dias e Figueiredo Jr. (2004) afirmam que a rapidez da refração na água adquire uma importância estratégica militar prioritária já que a zona de sombra poderia servir de “esconderijo” para os submarinos.

Com essas descobertas, o interesse pelas pesquisas científicas marinhas se intensificou. No final da 2ª guerra mundial foi criado o Centro de Pesquisa Naval da Marinha (ONR) com o objetivo de distribuir generosos créditos para pesquisas em Geofísica Marinha e Oceanografia (DIAS e FIGUEIREDO JR, 2004). A Universidade de Columbia fundou em Nova York, em 1948, o *Lamont Doherty Institute*, onde Ewing foi o primeiro diretor, além de ter sido um grande incentivador das pesquisas científicas no mar. Depois da fundação do Instituto, Ewing negociou a compra e reforma de um iate de recreio 200', rebatizado de Vema (Figura 1). Neste navio foram instalados dois instrumentos: ecossondagem e de SR (WEISSEL, 2013).

Figura 1 – Ewing e o Navio Vema ao fundo.



Fonte: Weissel (2013).

Segundo Thomas (2001), durante os anos 70 as pesquisas marinhas foram muito valorizadas, por uma questão econômica, e marcados por brutais elevações nos preços do petróleo, tornando econômicas grandes descobertas no Mar do Norte

e no México. Nesta época houve avanços significativos na aquisição, processamento e interpretação de dados sísmicos. Houve ainda, melhoria na técnica de recuperação de jazidas conhecidas. O período de 1965 – 1979 foi caracterizado pela exploração marinha comercial e geofísica (KUZENDORF, 1986).

2.2 Prospecção Mineral Marinha

A pesquisa mineral marinha tem como marco histórico a expedição oceanográfica H.M.S. *Challenger* (1872-76). Segundo Dias e Figueiredo Jr. (2004), essa expedição percorreu 70.000 milhas náuticas, adquiriu 500 sondagens profundas, 113 dragagens e 362 amostragens. A partir dessa viagem foram publicados diversos trabalhos, sendo o último publicado apenas em 1891: “*Deep Sea Deposits*” (KUZENDORF, 1976). Os resultados desta viagem foram importantes para a consolidação das Ciências do Mar, entre elas a geologia marinha.

De acordo com Kuzendorf (1986), a primeira metade do século 20 foi marcada por levantamentos nacionais sistemáticos nos oceanos, realizados por países como Noruega, Dinamarca, Holanda, Alemanha e Estados Unidos.

Depois da segunda guerra mundial, os cruzeiros causaram um impacto positivo na pesquisa mineral marinha. Isto ocorreu devido o desenvolvimento e aprimoramento de métodos de estudos marinhos, entre eles, os métodos geofísicos. Neste período, também foram criadas algumas organizações internacionais, como a *International Oceanographic Commission* (IOC), que entre outros objetivos auxiliaram na discussão de assuntos relacionados aos oceanos, tais como pesquisa dos recursos minerais marinhos.

No período de 1965 - 1979 as atividades de exploração marinha comercial e geofísica foram transferidas da plataforma continental para o oceano profundo, onde ocorrem respectivamente os *placers* e os campos de nódulos de manganês (Mn) (KUZENDORF, 1986).

Com a descoberta de *hot springs* (fontes termais) nos centros de expansão em Galápagos (1977) e das fumarolas negras ativas na parte central do Oceano Pacífico leste (1979), pesquisas minerais em águas profundas voltaram-se aos centros de expansão (KUZENDORF, 1986). Nesta época surgia o conceito de Zona econômica exclusiva (ZEE), que foi adotado pelos EUA, fazendo com que as pesquisas oceanográficas se voltassem para essas áreas (KUZENDORF, 1986).

Atualmente as pesquisas ocorrem tanto em águas rasas como em águas profundas, além da existência de cooperação de formação de recursos humanos e tecnologia marinha entre os países.

No Brasil, o histórico das pesquisas oceânicas pode ser dividido em antes e depois do Projeto Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira (REMAC) (1979 - 1984), uma vez que este é um marco no desenvolvimento de estudos geológicos e geofísicos marinhos. Com interesse da Petrobras na exploração de óleo no oceano percebeu-se a necessidade de conhecer profundamente esses ambientes e o projeto surgiu a partir da cooperação de várias instituições, especialmente do Ministério de Minas e Energia (MME).

O Projeto REMAC deixou uma grande quantidade de dados geológicos e geofísicos que entre outras utilidades, podem ser usados para a pesquisa dos minerais marinhos. Após este projeto, outros grandes projetos foram desenvolvidos, entre eles o Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira - LEPLAC (1987 – 2010) e o Programa de Avaliação da Potencialidade Mineral da Plataforma Continental Jurídica Brasileira - REMPLAC (1997 – até hoje). Por sua importância histórica e atual, uma vez que alguns destes ainda estão em execução, será apresentada uma síntese desses levantamentos separadamente.

2.2.1 Levantamentos geofísicos anteriores ao REMAC

Os primeiros estudos na margem continental brasileira iniciaram nos anos de 1872/76, com o famoso cruzeiro do H.M.S. *Challenger* (CHAVES, 1983). Entretanto, daquele período até a década de 60, os levantamentos limitaram-se aos estudos oceanográficos promovidos pela Marinha do Brasil (CHAVES, 1983).

A inclusão do Departamento de Geofísica na Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) em 1953, ação esta feita pelo Ministério da Marinha, proporcionou a expansão das atividades oceanográficas, possibilitando ao Brasil participar do Ano Geofísico Internacional (1957/58) (CHAVES, 1983). Do ano Geofísico Internacional em diante, as pesquisas geológicas e geofísicas se principiaram nas águas dos Oceanos Atlântico Equatorial e Sul e foram realizadas por navios estrangeiros (CHAVES, 1983).

Neste período o interesse pela geologia marinha foi intensificado mundialmente, especialmente no Oceano Atlântico sul, por este ser chave da teoria da tectônica de placas. Segundo Chaves (1983), as pesquisas feitas envolveram

levantamentos de SR e sísmica de refração, batimetria de precisão, magnetometria, gravimetria e amostragem de sedimentos de fundo.

Logo que a Petrobrás se lançou na exploração de hidrocarbonetos na plataforma continental brasileira, percebeu a necessidade de contar com especialistas em geologia marinha e oceanografia para apoiar as operações e obras de engenharia marinha (CHAVES, 1983).

2.2.2 REMAC

O Projeto REMAC surgiu a partir da necessidade de formar um acervo básico de conhecimentos geológicos e geofísicos da Margem Continental Brasileira, capaz de fomentar e facilitar a prospecção e a exploração da riqueza mineral submersa (CHAVES, 1983). Até 1972, segundo Chaves (1983), o Brasil não contava com profissionais qualificados em geologia e geofísica marinha, sequer possuía uma estrutura para reunir e manipular os dados que seriam coletados.

O projeto REMAC congregou três entidades do MME: a Petrobrás, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM). Deste projeto participaram também o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ), as universidades por ele coordenadas e a DHN. Além de instituições estrangeiras de pesquisa: *Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI)* e *Lamont-Doherty Geological Observatory (LDGO)* (CHAVES, 1983). Foram diversos levantamentos realizados, como por exemplo, este descrito por Chaves (1983, p.17):

o cruzeiro REMAC-Águas rasas, de junho a agosto de 1974, cobriu a margem continental de Fortaleza ao Chuí. Foram levantados 4.272 km de linhas de reflexão sísmica; 14.446 de magnetometria; 19.179 km de ecobatimetria de precisão; 45 testemunhos, com total de 108 m de recuperação; 147 amostras de água de fundo, para análise do conteúdo de gás dissolvido; 325 amostras de água superficial, para análise de material em suspensão; e 270 amostras do piso marinho, para análise qualitativa e quantitativa de minerais.

De acordo com o mesmo autor, operações especiais também foram realizadas: a operação Platôs marginais foi desenvolvida em quatro fases: duas no Platô de Pernambuco, uma no Platô do Rio Grande do Norte, a outra no Platô do

Ceará e montes submarinos adjacentes. Isto para melhor conhecer as ocorrências fosfáticas e de nódulos polimetálicos nos platôs marginais do nordeste, e a evolução estratigráfica e estrutural dessas feições (CHAVES, 1983). Segundo o mesmo autor, na fase preliminar da operação, procedeu-se atualização dos mapas batimétricos das três áreas e à interpretação das seções sísmicas e registros de 3,5 kHz de cruzeiros anteriores. Durante os seis anos de existência, o Projeto REMAC dinamizou os trabalhos de geologia marinha na Margem Continental Brasileira e o interesse pelos resultados (CHAVES, 1983).

2.2.3 Levantamentos posteriores ao Projeto REMAC:

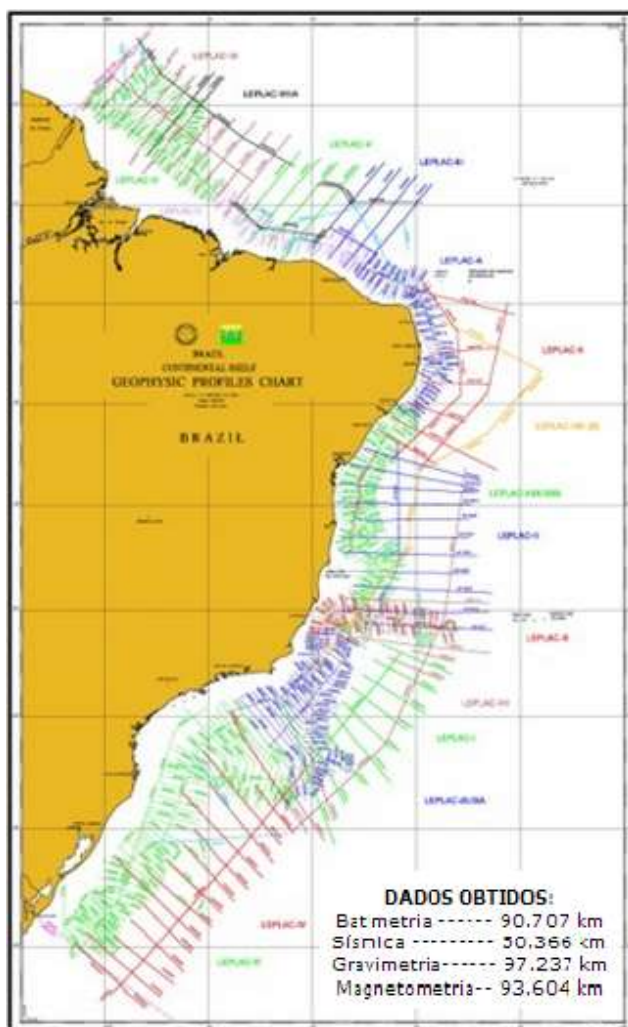
2.2.3.a. LEPLAC

O LEPLAC teve como objetivo o estabelecimento jurídico do limite da Plataforma Continental além das 200 milhas da ZEE, de acordo com os critérios estabelecidos pela Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM), que foi assinada e ratificada pelo Brasil. A CNUDM foi concluída em Montego Bay, Jamaica, em 10 de dezembro de 1982. A mesma foi assinada pelo Brasil em 10 de dezembro de 1982 e, posteriormente, ratificada em 22 de dezembro de 1988 (SOUZA, 1999). Já foram realizadas 20 comissões do projeto e o LEPLAC foi instituído em 1989, no entanto em 1987 foi realizada a 1ª expedição do projeto (MARTINS, 2009).

Em novembro de 1996, a etapa de aquisição de dados geofísicos foi concluída. Foram realizadas medidas de SR multicanal, gravimetria, magnetometria e batimetria (Figura 2). Participaram destas expedições vários navios oceanográficos e hidrográficos da DHN, especialistas da Petrobras e pesquisadores das Universidades. Segundo a Marinha do Brasil – LEPLAC (2013b), ao todo foram coletados 150.000 km de perfis na plataforma continental, do Oiapoque ao Chuí, até uma largura de 350 milhas.

No entanto, devido a não aceitação da proposta plena do Governo Brasileiro, um novo dossiê foi apresentado a Comissão de Limites da Plataforma Continental (CLPC) das Nações Unidas com base em levantamentos complementares (2009 - 2010). Convém destacar as consequências positivas do Projeto LEPLAC (Figura 3).

Figura 2 – Linhas geofísicas realizadas durante o LEPLAC.



Fonte: Marinha do Brasil – LEPLAC (2013b).

Figura 3 – Consequências do LEPLAC na esfera nacional e internacional.



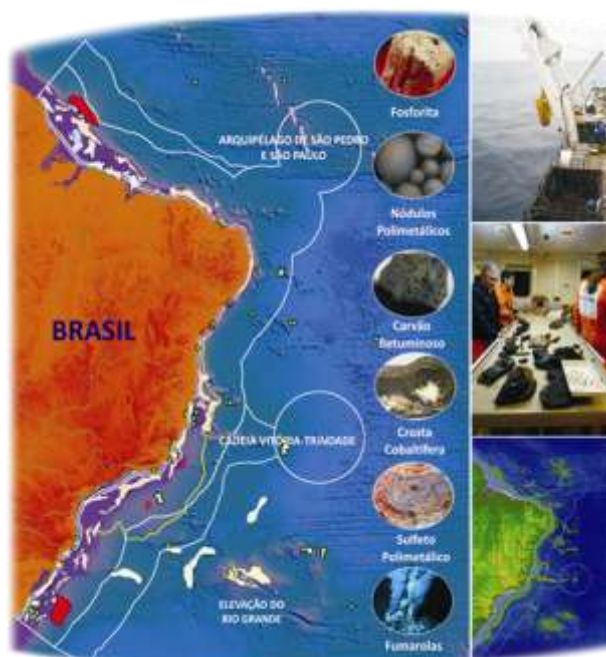
Fonte: Autora

2.2.3.b. REMPLAC

O objetivo geral é avaliar a potencialidade mineral da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (PCJB) e de acordo com a Marinha do Brasil - REMPLAC (2013a) (Figura 4), seus objetivos específicos são:

caracterizar o meio físico da plataforma continental; avaliar os recursos minerais; identificar e detalhar áreas de relevante potencialidade mineral; levantar informações geológicas de base para o manejo e a gestão integrada da plataforma continental e da zona costeira associada; implementar um banco de dados digitais georeferenciados para utilização pela comunidade científica, órgãos governamentais e empresas brasileiras; propor metodologia e normas para a execução de levantamentos sistemáticos e temáticos; e induzir atividades de pesquisa que contemplem o desenvolvimento tecnológico e a inovação aplicadas à exploração desses recursos minerais.

Figura 4 – Recursos Minerais presentes em áreas oceânicas. No canto direito, fotografias das expedições do REMPLAC.



Fonte: Marinha do Brasil – REMPLAC (2013a).

3 GEOLOGIA DOS RECURSOS MINERAIS MARINHOS

Os recursos minerais marinhos ocorrem nas províncias oceânicas, mas dependendo do tipo de mineral, podem estar restritos a uma delas ou mais. Neste capítulo apresentam-se: (1) uma síntese das províncias oceânicas, com ênfase às particularidades do Brasil e (2) as principais características dos recursos minerais, bem como as mais importantes ocorrências de interesse para o país.

3.1. Províncias Morfológicas Oceânicas

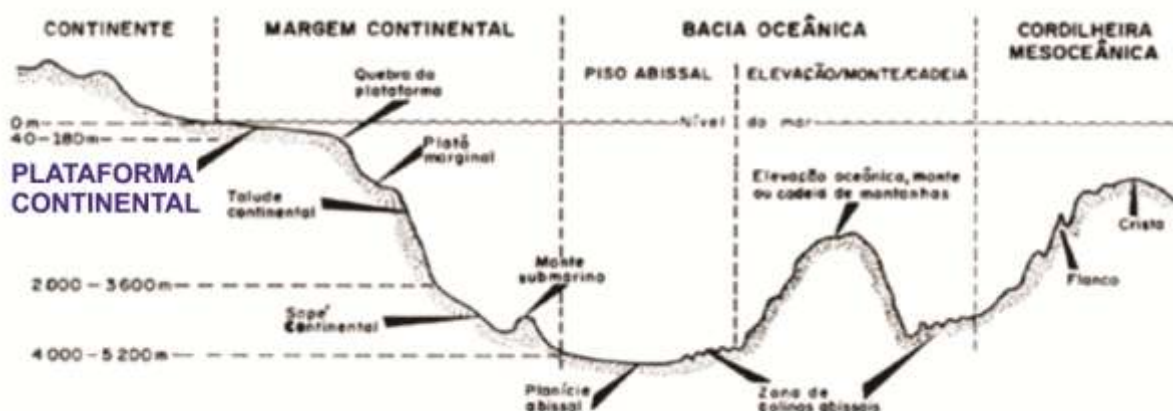
As províncias oceânicas correspondem às margens continentais, bacias oceânicas e cordilheiras meso-oceânicas (Quadro 1, Figura 5). Em cada província há estruturas e características próprias, que são resultantes da tectônica global e de processos de erosão e de sedimentação. Esses fatores também influenciaram na formação dos depósitos minerais marinhos.

Quadro 1 – Províncias fisiográficas e depósitos minerais marinhos de acordo com o modo de ocorrência.

Província Fisiográfica	Depósitos sedimentares inconsolidados	Depósitos de nódulos e crostas	Depósitos de sulfetos hidrotermais
Margem continental	Areias e Cascalhos Conchas calcárias <i>Placers</i> Camadas de fosforitas	Baritas Fosforitas	_____
Colinas e Planícies abissais	_____	Crostas e nódulos de Mn.	_____
Montes submarinos	_____	Crostas cobaltíferas Crostas fosfáticas	_____
Cadeias Meso-oceânicas	Sedimentos metalíferos e salmouras	_____	Sulfetos maciços

Fonte: Kuzendorf (1986).

Figura 5 – Províncias oceânicas (neste perfil não há relação de escala). Em destaque a plataforma continental.



Fonte: Modificado de Chaves (1983).

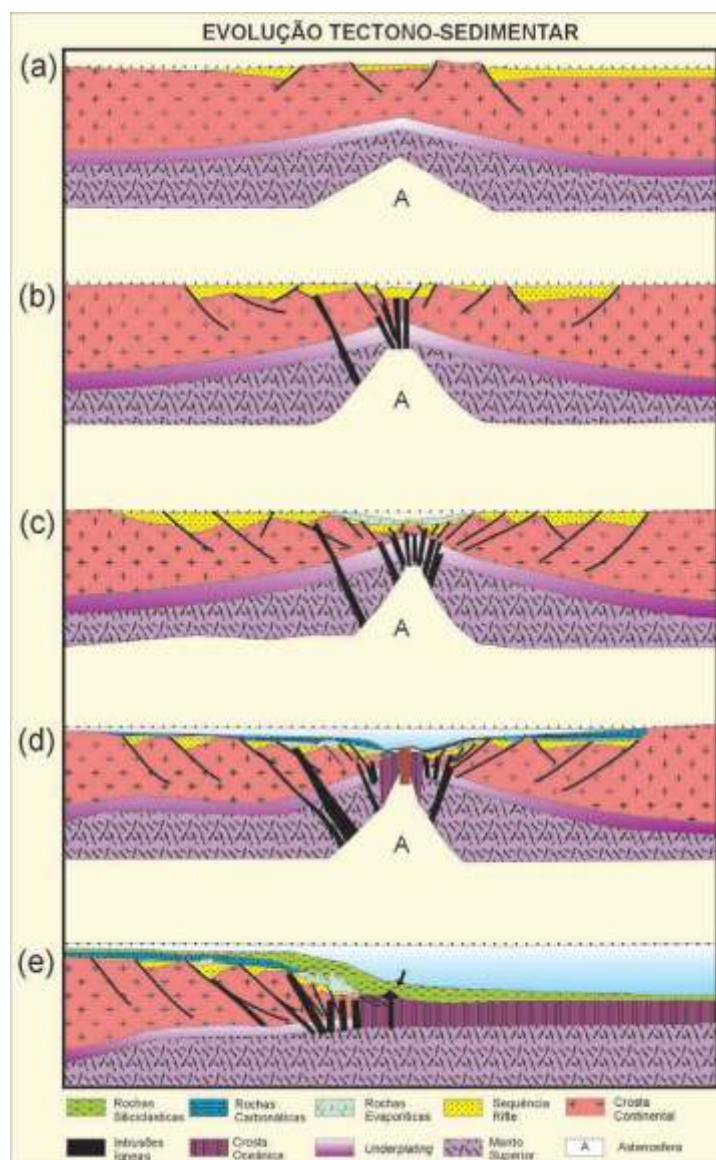
3.1.1. Margens Continentais:

As margens continentais representam a transição entre os continentes e as bacias oceânicas. Com base na sua morfologia e evolução tectônica, as margens continentais são classificadas como margens ativas e passivas. Será apresentada apenas a morfologia das margens continentais passivas por esta ser o tipo de margem brasileira.

As margens continentais passivas ou divergentes, de acordo com Baptista Neto e Silva (2004), se desenvolvem a partir do rompimento e separação de um continente dando origem a um novo oceano e dois blocos continentais. O modelo evolutivo da margem divergente do Oceano Atlântico Sul compreende inicialmente processos extensionais (MOHRIAK, 2003). Nesta primeira fase admite-se pequeno soergimento astenosférico e um afinamento litosférico regionalmente distribuído, com falhas na crosta superior (Figura 6 - a). Segundo Mohriak (2003), na segunda fase, o estiramento litosférico aumenta, e coincide com a extrusão de lavas basálticas, que é seguida por grandes falhas que afetam a crosta continental, o que resulta na formação de semi-grabens (Figura 6 - b). Ao final deste episódio, há um novo aumento da extensão litosférica, que é marcado por grandes falhas que rotacionam os blocos de *rifte* anteriormente formados (MOHRIAK, 2003) (Figura 6 - c). Ao final dos episódios de *rifteamento*, iniciam-se as primeiras manifestações de expansão oceânica, que culminará na separação total dos blocos (*fase drift*) e na configuração atual de margem continental (Figura 6 - d/ e). Sendo esta constituída

pela plataforma continental, talude continental e sopé continental. Estas unidades são definidas a partir de variações no gradiente batimétrico.

Figura 6 – Modelo geodinâmico esquemático da margem continental divergente



Fonte: Mohriak (2003).

3.1.2. Plataforma continental:

A plataforma continental é a província oceânica mais rasa, onde podem ocorrer diversos tipos de depósitos minerais. Por estar localizada mais próxima do continente, representa um elemento-chave na exploração desses recursos minerais.

Esta província inicia a partir da linha de costa e prossegue até a quebra da plataforma continental que ocorre em profundidade média de 130 m. Segundo Suguio (1980), na costa brasileira, esta quebra ocorre a uma profundidade média de

150 m, e a largura da plataforma continental é de cerca de 50 km no nordeste, aumentando para até 250 km ao largo do litoral paulista. Na plataforma continental norte brasileira (compreendida entre o Cabo Orange (AP) e o Cabo Calcanhar (RN)) a largura alcança 330 km frente à ilha do Marajó, sendo esta a largura máxima determinada na margem continental brasileira (PALMA, 1979).

Os gradientes da plataforma são suaves e não ultrapassam valores de 1:1.000. A partir da quebra da plataforma continental, inicia-se o talude continental e, o gradiente topográfico aumenta, e passa de 1:1000 para 1:15. As profundidades também mudam e passam de 130 m para 1.500 a 3.500 m (BAPTISTA NETO E SILVA, 2004).

Os tipos de sedimentos na plataforma continental são os detríticos (fragmentos de minerais depositados por água, vento e gelo), biogênico (conchas, testas carbonáticas e fragmentos de corais e algas), vulcânico, autigênico (principalmente fosforita e glauconita) e residual (produto de intemperismo *in situ* do embasamento cristalino) (EMERY, 1952 e 1968, apud SUGUIO, 1980).

Segundo Suguio (1980), na plataforma continental brasileira são verificados pelo menos três regimes sedimentares principais e outros subordinados: (1) a sedimentação ocorre ativa sobre a plataforma continental, cujo intenso aporte terrígeno está associado a grandes bacias de drenagem (plataforma continental do Amazonas e do São Francisco), (2) na plataforma continental tem-se reduzido aporte sedimentar terrígeno e intensa atividade organógena, com produção de fundos biogênicos e biodetríticos. Este regime é típico de águas tropicais limpas (plataformas continentais média e externa do norte e nordeste do Brasil), (3) a contribuição terrígena é insuficiente para cobrir a sedimentação pretérita (plataforma continental sul brasileira, especialmente a do Rio Grande Sul).

3.1.3. Outras províncias:

Além da plataforma continental, o talude e o sopé continental integram a margem continental. As demais províncias morfológicas são a bacia oceânica e a cordilheira mesoocceânica.

O talude continental inicia a partir da quebra da plataforma continental e tem um importante papel na deposição de sedimentos oriundos do continente. É onde correm ainda as maiores espessuras sedimentares das províncias oceânicas (BAPTISTA NETO e SILVA, 2004). O talude é caracterizado por seus gradientes

íngremes, com valores médios de 1 : 15, mas podem ir de 1 : 2 até 1 : 40. Segundo Chaves, França e Zemruscki (1979), sua largura varia entre 10 e 200 km, se não forem interrompidos pelos platôs e terraços marginais, com gradientes próximos aos da plataforma continental (1: 1000), só que em profundidades maiores, entre 200 e 3.000 m. Chaves, França e Zemruscki (1979, p.19) caracteriza ambos:

enquanto os platôs marginais representam unidades estruturais, como, a barragem tectônica dos sedimentos, os terraços se originam da intervenção de agentes erosionais subaquáticos que esculpem o talude continental, inclusive moderando-lhe o relevo.

Os platôs de Pernambuco e do Ceará já são reconhecidos como locais de ocorrências de depósitos minerais.

O sopé continental é a província localizada entre o talude continental e a bacia oceânica. Para Baptista Neto e Silva (2004), é a província mais difícil de identificar, e em algumas áreas chega a ser impossível sua identificação. Sua largura é de 100 a 1.000 km. Seu gradiente varia de 1:40 a 1:800, com média de 1:150. Esses valores decrescem mar adentro, dificultando desta forma a determinação de seu limite com as planícies abissais. Segundo Chaves, França e Zemruscki (1979), se estabelece o princípio de que gradientes acima de 1:1.000 pertencem ao sopé continental, e abaixo deste valor à planície abissal. Em relação à sedimentação, de acordo com Baptista Neto e Silva (2004), o sopé continental é uma feição tipicamente deposicional e que tem sido associado a um complexo de leques submarinos.

Sobre as bacias oceânicas, estas estão localizadas entre as margens continentais e as cordilheiras mesoceânicas. De acordo com Chaves, França e Zemruscki (1979), as bacias oceânicas estão subdivididas em três categorias: piso abissal, elevações ou maciços e montes, e cordilheiras submarinas.

Segundo Chaves, França e Zemruscki (1979), o piso abissal apresenta dois tipos de províncias: as planícies e as colinas abissais, que ocupando a posição mais profunda do piso, incorporam feições como cânions, passagens abissais e os canais mesoceânicos. As elevações ou maciços correspondem as maiores feições positivas do piso oceânico. As mesmas se sobrepõem a algumas centenas de metros acima do piso abissal. Os grandes montes e maciços integram a terceira categoria.

Em relação a cordilheira mesoceânica, de acordo com Baptista Neto e Silva et al (2004), esse sistema de cordilheiras está presente em todos os oceanos, com

extensão total superior a 70.000 km, com profundidades médias de 2.500 m. Seu relevo é irregular, evidenciando duas feições distintas: a crista ou eixo e o flanco. Segundo Baptista Neto e Silva (2004), a morfologia das cristas é mais perturbada que a dos flancos, onde a morfologia do último tende a ser suavizada pelos sedimentos que recobrem parcialmente os desníveis do relevo. Na crista quase não há sedimentos e as espessuras sedimentares aumentam à medida que se afasta do eixo.

3.2. Tipos de Depósitos de Minerais Marinhos

Os minerais marinhos podem ser classificados de diferentes maneiras. O Centro de Gestão e Estudos Estratégicos (CGEE) (2007) os classifica como minerais de valor político-estratégico e de valor socioeconômico. Silva, Costa e Mello (2004) afirmam que é possível classificar de acordo com as características dos elementos (ex.: metálicos, não metálicos e hidrocarbonetos) ou com base no modo de ocorrência na natureza, sendo esta adotada por ele.

Em parte, é esta última que foi adotada nessa pesquisa. Assim, os minerais são classificados como minerais superficiais e subsuperficiais. O primeiro grupo inclui os granulados litoclásticos e biodetríticos, os *placers*, as fosforitas, os nódulos polimetálicos, crostas de ferro e manganês e os depósitos hidrotermais, estes ocorrem no fundo oceânico, embora alguns possam se apresentar também como camadas subsuperficiais. O segundo grupo inclui o petróleo, o gás natural, os hidratos de gás, os evaporitos, o enxofre e o carvão. Silva Costa e Mello (2004) fizeram uma observação importante a respeito das fosforitas, pois estas podem ser tanto superficiais quanto subsuperficiais.

A sísmica de alta resolução pode investigar minerais localizados na plataforma continental, sob a forma de camadas, logo estão inseridos nesse contexto os granulados litoclásticos e bioclásticos, os *placers* (especialmente aqueles associados a paleoambientes) e as fosforitas, cuja características principais são apresentadas.

3.2.1. Granulados biodetríticos

Esses depósitos são conhecidos também como granulados bioclásticos, e estão localizados na plataforma continental brasileira, de norte a sul. Segundo Dias (2000), os granulados bioclásticos são aqueles que possuem composição

carbonática, formados por algas calcárias (*maërl*¹ e *Lithothamnium*²) ou por fragmentos de conchas (coquinhas e areias carbonáticas). Cavalcanti (2011) cita os componentes dos granulados, sendo estes as algas calcárias, moluscos, briozoários, foraminíferos bentônicos e quartzo.

O tamanho dos fragmentos biotriticos depende do tipo de organismo e da energia do ambiente ao qual estiveram submetidos desde a formação. Enquanto que a composição depende do tipo de organismo formador (AMARAL, 1979). Os granulados bioclásticos podem ainda ocorrer isolados e misturados, com diferentes percentagens de sedimentos terrígenos.

O CGEE (2007) considera que a plataforma continental brasileira é a mais longa plataforma continental dominada por sedimentos carbonáticos no mundo. No entanto, ao longo da mesma, os depósitos apresentam-se de forma variável, em alguns locais são amplos e contínuos, e em outros são estreitos e descontínuos.

Amaral (1979) descreve as seis principais ocorrências desses minerais carbonáticos, mapeadas pelo projeto REMAC, na plataforma continental. A 1ª faixa de ocorrência descrita por Amaral (1979) é um exemplo de depósito amplo e contínuo, a faixa se estende desde a região próxima à desembocadura do rio Amazonas até um pouco além do setor nordeste de São Luís (MA).

Como exemplo de depósitos estreitos e descontínuos pode ser citado a sexta faixa de ocorrência, descrita por Amaral (1979), que abrange a área desde Paranaguá (PR) ao extremo Sul do país, na qual os depósitos já são escassos e estreitos.

Na plataforma continental nordeste, ocorrem depósitos diversos de areias e/ou cascalho de algas coralíneas, *Halimeda* (algas verdes), moluscos, foraminíferos bentônicos, entre outros (Figura 7).

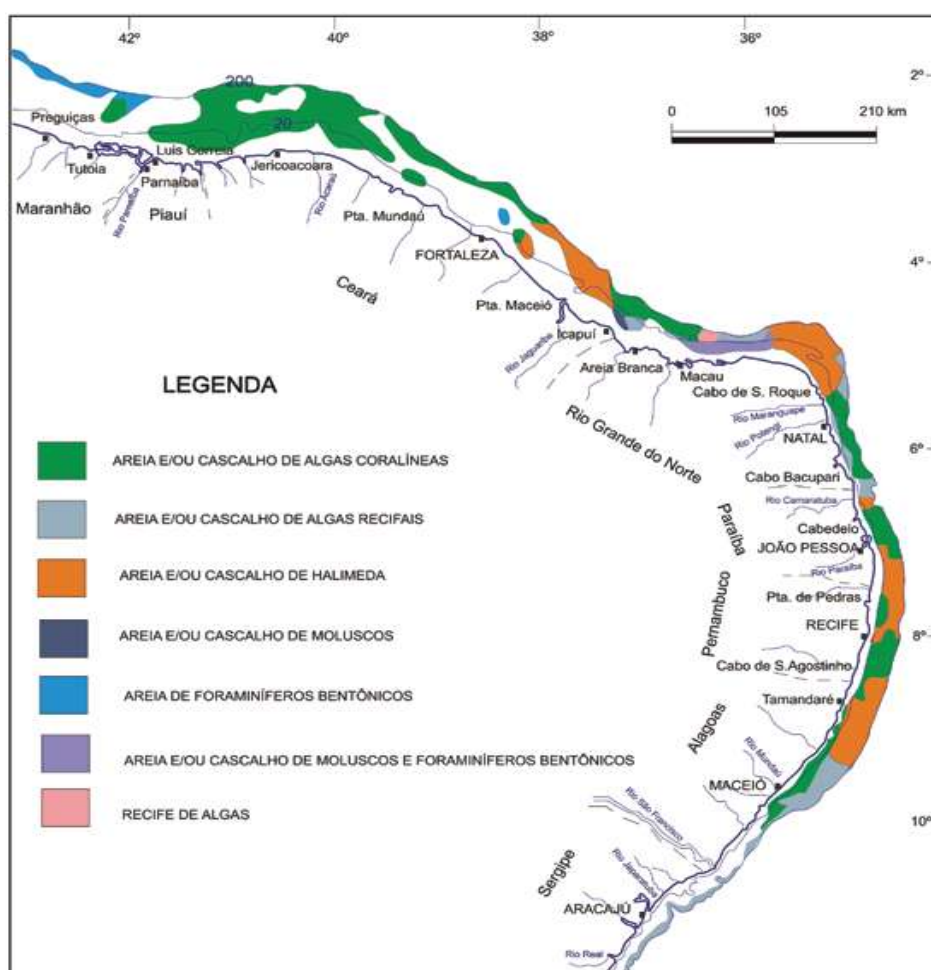
Amado Filho et al (2012) ressalta que a plataforma continental de Abrolhos (BA) é detentora da mais extensa e contínua camada de rodolitos³ no mundo, a qual cobre uma área de 20.900 km².

¹ É o termo usado na França para designar um sedimento marinho constituído por algas coralináceas, que são por sua vez, algas vermelhas, que precipitam em suas paredes celulares o carbonato de cálcio e o magnésio sob forma de cristais de calcita (CAVALCANTI, 2011).

² É um gênero pertencente à família das algas vermelhas da família *Corallinaceae*.

³ São estruturas calcárias formadas por mais de 50% de algas vermelhas coralináceas que estão distribuídas ao redor de todo o mundo, da região tropical à polar, e da zona entremarés até 200 m de profundidade (BAHIA, 2010).

Figura 7 – Distribuição de sedimentos carbonáticos na plataforma NE do Brasil.



Fonte: Cavalcanti (2011).

Em relação às áreas de exploração de algas calcárias, Dias (2000) ressalta que as mesmas na plataforma continental são limitadas pela profundidade e por teores de mistura com areias quartzosas. Dias (2000) também afirma que no Brasil, os depósitos contínuos localizam-se em profundidades maiores que 50 m, inviabilizando o uso de sistemas dragagens tradicionais que operam no máximo em 30 m.

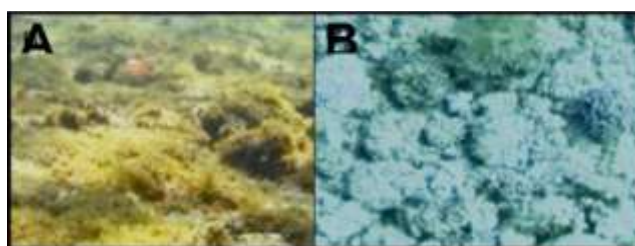
No entanto Dias (2000, p. 309) faz uma observação muito importante a respeito da exploração de algas calcárias:

apenas as denominadas formas livres (*free living*), tais como rodolitos, nódulos e seus fragmentos (bioclastos), são viáveis para a exploração econômica, pois constituem depósitos sedimentares inconsolidados, facilmente coletados através de dragagens.

Os granulados bioclásticos podem ser usados para diversas finalidades, a principal delas é a agricultura, como fertilizantes, no tratamento, na potabilização e na desnitrificação das águas, bem como na indústria de cosméticos, na nutrição animal e em cirurgias. Essas e outras aplicações são encontradas em Dias (2000).

No entanto, Dias (2000) afirma que a exploração dos granulados marinhos da plataforma continental deve ser localizada e não extensiva. Exemplos de granulados biodetríticos estão presentes na Figura 8.

Figura 8 – A) Algas coralináceas; B) Rodólitos.



Fonte: Vital et al (2010).

3.2.2. Granulados Litoclásticos

Silva, Figueiredo Jr. e Brehme (2000) definem os granulados marinhos litoclásticos como areias e cascalhos oriundos do continente, cujo depósito ocorreu na plataforma continental e foram retrabalhados por ondas e correntes marinhas. Depósitos desta natureza se apresentam na plataforma continental brasileira, com características muito variáveis. De acordo com Silva, Figueiredo Jr. e Brehme (2000) sua exploração é facilitada pela proximidade entre os grandes centros de consumidores, boa acessibilidade ao local de extração e a possibilidade de transporte para o local de utilização.

Monteiro (2010) exemplifica os granulados litoclásticos como areias quartzosas, feldspatos, ilmenita, zircão e fragmentos de rocha. Para Amaral (1979) os sedimentos inconsolidados terrígenos que recobrem a plataforma continental são aqueles pobres em carbonatos, essencialmente formados por argilominerais (argila), e quartzo e feldspatos (areias).

Quanto à origem da maioria desses depósitos, esta está relacionada a afogamentos de antigos depósitos fluviais em decorrências de variações positivas do nível do mar durante o Quaternário (SILVA, FIGUEIREDO JR. e BREHME, 2004).

Silva, Figueiredo Jr. e Brehme (2000) explicam que o processo de retrabalhamento por agentes oceânicos (ex: ondas, correntes marinhas e de maré)

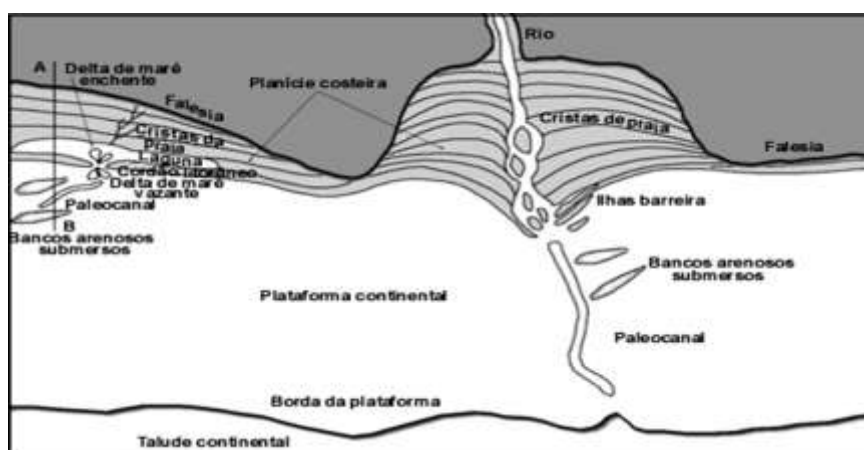
resultou nos principais depósitos arenosos costeiros, como os cordões litorâneos e ilhas barreiras, os bancos de areia e os deltas de maré. A geometria e extensão desses depósitos dependem de muitos fatores. Silva, Figueiredo Jr. e Brehme (2000) citam alguns destes fatores como o volume e a disponibilidade sedimentar, a granulometria, a mineralogia, a topografia antecedente do local de sedimentação, os agentes energéticos e o tempo geológico.

Nas plataformas continentais ocorrem depósitos associados aos paleocanais afogados. Silva, Figueiredo Jr. e Brehme (2000, p. 322) explicam o processo de formação dos mesmos:

devido à competência do fluxo fluvial, os canais tendem a ser preenchidos por cascalho na sua base, passando a sedimentos de menor granulometria para o topo. Com a subida do nível do mar, estes paleo-canais podem ser parcialmente preenchidos por sedimentos do lençol arenoso transgressivo, porém, alguns não são totalmente preenchidos e ainda apresentam alguma expressão topográfica negativa.

A figura 9 ilustra esses principais ambientes de sedimentação costeira de depósitos arenosos.

Figura 9 – Ambientes de sedimentação costeira e principais depósitos arenosos associados.



Fonte: Silva, Figueiredo Jr. e Brehme (2000).

Para Amaral (1979), duas áreas se destacam na plataforma continental por apresentarem sedimentos com teores de argila superiores a 75 %. A primeira é uma plataforma continental interna ao norte-noroeste da desembocadura do rio Pará. A segunda está localizada na plataforma continental média e externa ao sul de Santos (SP). No entanto, há ocorrências de menores proporções próximas à desembocadura de numerosos rios. Os depósitos de areias estão localizados na

plataforma continental interna e média. Segundo Reineck e Singh (1980, apud Silva Figueiredo Jr. e Brehme, 2000, p. 320), os depósitos de granulados litoclásticos possuem larguras entre dezenas a centena de metros, extensão de centenas de km e, espessura de 10 a 20 m.

3.2.3. *Placers*

Cronan (1992) define os *placers* como minerais metálicos ou gemas que foram transportados para o lugar de deposição sob a forma de partículas sólidas e são, portanto, minerais detríticos. Para Silva (2000), os *placers* são acumulações sedimentares que se formam a partir da concentração mecânica de minerais detríticos de valor econômico, originados pela decomposição de rochas-fonte. Burns (1981), por sua vez, além da concentração mecânica, considera também que algumas vezes, a concentração pode ser química. Segundo Burns (1981), os resíduos detríticos são provenientes de processos aluviais, marinhos, lacustrinos, glaciais e ocasionalmente eólicos. De acordo com Gonçalves (2010) os *placers* podem ser classificados em residuais, aluviais, praias, *offshore* e *paleoplacers* e resume as principais características de cada um desses depósitos.

Para Garnett e Bassett (2005, p. 813), “o desenvolvimento de *placers* é iniciado pela combinação de atividades tectônicas e variações no clima e nível do mar”. O intemperismo físico e químico facilita a erosão e liberação dos minerais nos sedimentos que são transportados, selecionados, depositados e comumente retrabalhados (GARNETT e BASSETT, 2005).

Os depósitos de *placers* também são denominados de minerais pesados, devido aos altos valores de densidade relativa que possuem, estes oscilam entre 2,75 e 21,5. Emery e Noakes (1968) apud Cronan (1992) dividiram a classificação em três partes baseada na densidade relativa (Tabela 1). Eles definem minerais pesados “pesados” aqueles que possuem densidade relativa de 6.8 à 21, e minerais pesados “leves” os que possuem de 4.2 à 5.3, e gemas apresentam densidade relativa de 2.9 a 4.18. A primeira categoria compreende os metais nobres como o ouro e platina, além da cassiterita. A segunda categoria corresponde aos minerais acessórios presentes nas rochas ígneas, tais como o zircão, a monazita, ilmenita, rutilo e magnetita (Cronan, 1992). Para Cronan (1992), o diamante é a mais importante gema. Alguns desses minerais estão ilustrados na Figura 10.

Tabela 1 – Densidade relativa, dureza e composição química de minerais formadores dos placers.

Gemas	Densidade relativa ⁴ .	Dureza ⁵	Composição química
Diamante	3,5	10	C
Garnet	3,5 – 4,27	6 – 8	(Ca,Mg,Mn,Fe) ₃ (Fe,Al,Cr,Ti) ₂ (SiO ₄) ₃
Rubi	3,9 - 4,1	9	Al ₂ O ₃
Esmeralda	3,9 - 4,1	7,5 – 8	Be ₃ Al ₂ Si ₆ O ₁₈
Topázio	3,4 - 3,6	8	Al ₂ SiO ₄ (OH,F) ₂
Metais nobres pesados			
Ouro	20	2,5 - 3	Au
Platina	21,5	4 - 4,5	Pt
Minerais pesados leves			
Berilo	2,75 – 2,8	7,5 – 8	Be ₃ Al ₂ Si ₆ O ₁₈
Corindom	3,9 – 4,1	9	Al ₂ O ₃
Rutilo	4,2	6 - 6,5	TiO ₂
Zircão	4,7	7,5	ZrSiO ₄
Cromita	4,5 – 4,8	5,5 - 6,5	(Mg,Fe)Cr ₂ O ₄
Ilmenita	4,5 - 5,5	5 - 6	FeTiO ₃
Magnetita	5,18	5,5 - 6	Fe ₃ O ₄
Scheelita	5,9 – 6,1	4,5-5	CaWO ₄
Minerais pesados pesados			
Cassiterita	6,8 – 7,1	6 – 7	SnO ₂ (Sn)
Columbita-tantalita	5,2 – 7,9	6	(Fe,Mn)(Nb,Ta) ₂ O ₆
Cinábrio	8 – 10	2 – 2,5	HgS

Fonte: Adaptada de Kuzendorf (1986), Burns (1981) e Machado et al (2013).

Figura 10 – Minerais. A) Cristal de zircão em biotita. B) Cristal de ilmenita em quartzo. C) Cristal de monazita. D) Cristal de cassiterita. E) Cristal de diamante em rocha.



Fonte: Machado et al (2013).

⁴ É o número que indica quantas vezes certo volume do mineral é mais pesado que o mesmo volume de água a temperatura de 4º C (MADUREIRA Fº et al, 2003, p. 36).

⁵ É a resistência que o mineral apresenta ao ser riscado (MADUREIRA Fº, 2003, p.36).

Segundo Silva (2000), nas regiões costeiras e na plataforma continental, a origem dos depósitos está relacionada aos processos de erosão, transporte, deposição por ondas e correntes e variações do nível do mar. Devido às oscilações do nível do mar, muitas das concentrações de *placers* também estão relacionadas ao afogamento de depósitos fluviais (Figura 11).

Figura 11 – Ocorrência de *placers*: a) *Placers* em praias submersas; b) *Placers* trapeados em depressões no assoalho oceânico; c) *placers* em vales de rios afogados.



Fonte: Modificado de Cronan (1992, p. 34).

Deve-se destacar ainda que, em geral espera-se uma concentração mecânica de minerais pesados nos locais onde a velocidade do fluxo diminui (SUGUIO, 1980). Por isso, *placers* ocorrem quando há obstáculos no leito subaquoso que diminuem a velocidade de fluxo de correntes. Estes obstáculos, segundo Suguio (1980), podem ser depressões, ondulações de fundo, rochas, entre outros. Essas feições também podem ser visualizadas na SR. O quadro 2 mostra os principais minerais que ocorrem na forma de *placers* com a profundidade e o modo de ocorrência.

Quadro 2 – Relações entre profundidade e modo de ocorrência de minerais marinhos em sedimentos não consolidados.

Mineral	Profundidade		Modo de Ocorrência			
	0 - 30 m	30 - 200 m	Praia	Praia Submersa	Cursos submersos	Sedimentos superficiais
Ilmenita	X	X	X	X		
Rutilo	X	X	X	X		
Zircão	X	X	X	X		
Monazita	X	X	X	X		
Titânio	X	X		X		
Estanho	X	X		X		
Ouro		X	X	X	X	
Platina		X	X	X	X	
Diamante	X	X	X	X	X	
Ferro	X	X	X	X	X	
Areia	X	X	X	X	X	X
Cascalho	X	X	X	X	X	X

Fonte: Martins e Souza (2008).

Segundo Dardenne e Schobbenhaus (2003, p. 431) “ao longo da costa brasileira, *placers* de praia são conhecidos desde o litoral do NE até o Rio Grande do Sul, cujas areias são exploradas para monazita (ETR⁶), ilmenita/ rutilo (Ti) e zirconita (Zr)”. Os minerais pesados são explorados em *placers* associados a terraços marinhos elevados, acima ou adjacentes a falésias do Grupo Barreiras⁷ no litoral sul da Bahia, Espírito Santo e Norte do estado do Rio de Janeiro (SILVA, 2000). Nesses estados, de acordo com Dardenne e Schobbenhaus (2003), as areias pretas litorâneas são exploradas há décadas para extração de monazita, ilmenita/rutilo e zirconita. Dardenne e Schobbenhaus (2003, p. 431) citam as jazidas:

as jazidas de Cumuruxatiba, Guaratibas, Prado, Guarapari, Buena e São João da Barra situam-se na zona de espraiamento (teores > 30 %), ao longo de cordões litorâneos regressivos (teores \cong 10 %) e de dunas eólicas (teores < 10 %). As reservas de minerais pesados alcançam 2,9 Mt. A jazida de São João da Barra contém uma reserva de 40.000 t de monazita.

Dardenne e Schobbenhaus (2003, p. 431) afirmam que o “depósito de titânio-zircônio de Mataraca, no litoral da Paraíba, limite do Rio Grande do Norte, é o maior em fase de exploração no Brasil com reservas da ordem de 2,7 Mt de minerais pesados, com 81,54 % ilmenita, 2,4 % rutilo e 16,06 % zirconita”. Segundo Caúla e Dantas (1997, apud Dardenne e Schobbenhaus, 2003, p. 431), as maiores concentrações são encontradas junto aos campos de dunas, onde os teores médios dos minerais pesados nas areias variam de 3,3 a 5 %.

Outro depósito citado por Dardenne e Schobbenhaus (2003, p.431) é do Distrito de Bujuru (RS):

no domínio da planície costeira do Rio Grande do Sul, os sedimentos inconsolidados holocênicos mineralizados correspondem aos campos de dunas litorâneas, que se sobrepõem aos sedimentos lagunares e acompanham grosseiramente a atual linha de praia. Com largura de 1 a 4 km e espessura de 1 a 5 m, os campos de dunas são mineralizados em estauroлита, magnetita, leucoxênio, cianita, granada e em epidoto. O mineral mais abundante é a ilmenita, que constitui, em média, 55 % do concentrado de minerais pesados.

⁶ Sigla de Elementos Terras Raras.

⁷ Sedimentos de origem continental, formados no Terciário Superior, que ocorrem na forma de tabuleiros em grande parte do litoral Leste, Nordeste e Norte do Brasil (SILVA e MELLO, 2005).

Em relação às ocorrências na plataforma continental, Silva (2000) resume as principais. As concentrações anômalas dessas ocorrências de minerais pesados variam de 0,5 a 5 % na amostra total.

De acordo com Silva (2000), “na plataforma continental norte/nordeste, as anomalias situam-se ao largo de Salinópolis (PA) e no trecho Jaguaribe-Apodi, onde ocorrem teores entre 0,5 e 2,4 %”. Gonçalves (2010), por exemplo, caracterizou mineralogicamente a ocorrência de *placer* na praia de Apeú-Salvador, no município de Vizeu no nordeste do Pará.

Sobre a plataforma continental nordeste/leste, Dias (2000, p.332) afirma:

foram detectadas concentrações com teores superiores a 1 %, nas áreas ao largo das desembocaduras dos rios Pardo e Jequitinhonha (BA) e Doce (ES), além de trechos defronte às cidades de Itapemirim e Guarapari (ES), até a cidade de Itabapoana (RJ). São ocorrências de zircão-ilmenita, com concentrações secundárias de monazita em certos trechos. Entretanto, as maiores concentrações (teores de até 5 % de pesados) situam-se em paleocanais afogados ao largo do delta do rio Paraíba do Sul (RJ).

Segundo Amaral (1979), há ocorrências também na plataforma do Rio Grande do Sul, ao largo das lagoas Mirim e dos Patos, onde áreas anômalas apresentam teores de minerais pesados que localmente alcançam 5,4 %. Apesar do que foi descrito acima, Silva (2000) afirma que na plataforma continental brasileira ainda não foram confirmados depósitos de minerais pesados de interesse econômico, embora investigações continuem sendo realizadas (REEMPLAC).

3.2.4. Fosforitas

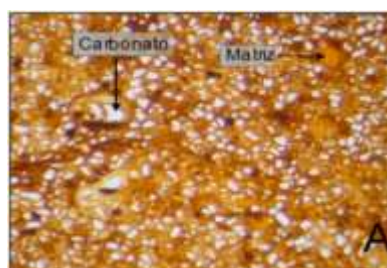
De acordo com Cronan (1992), as fosforitas são depósitos mistos fosfáticos-carbonáticos. Estas se desenvolvem sob a forma de pelotas ou nódulos, com diâmetros que variam entre 0,1 mm a alguns centímetros. No entanto, é possível formar camadas centimétricas a camadas com dezenas de metros de nódulos de fosforitas intercalados com quantidades variáveis de material sedimentar detrítico (SILVA e MELLO, 2005).

Segundo Meireles, Natorf de Abreu e Batista (2009), as fosforitas tendem a ocorrer nas plataformas continentais externas e taludes superiores, relacionadas às margens continentais de médias a baixas latitudes e aos ambientes de baixa taxa de sedimentação terrígena.

Devido às impurezas, os teores máximos de P_2O_5 são da ordem de 30 % nestes depósitos fosfáticos (SILVA, COSTA e MELLO, 2004). Os mesmos se formam a profundidades máximas de 1.000 m e estão associados às águas de ressurgência, ricas em nutrientes, sendo responsáveis pela proliferação da biota, resultando na concentração anômala de fósforo.

Os platôs marginais do Ceará e Pernambuco são reconhecidos como as principais ocorrências de fosforitas no Brasil. No primeiro, os teores de P_2O_5 oscilam entre 0,17 e 18,4 %, sendo que os maiores valores situam em profundidades de aproximadamente 700 m (SILVA, COSTA e MELLO, 2004). No segundo, os valores variam de 0,15 e 12,6 % com valores mais elevados no seu flanco nordeste. Além destes, Meirelles (2009) afirma que as fosforitas ocorrem também no terraço do Rio Grande. Meireles, Natorf de Abreu e Batista (2009) analisaram mineralogicamente as fosforitas marinhas na plataforma continental sul brasileira, onde ele mostrou a matriz fosfática e o arcabouço carbonático (Figura 12).

Figura 12 – Microfotografia da matriz fosfática e do arcabouço.



Fonte: Meireles, Natorf de Abreu e Batista (2009).

4 MÉTODO DA SÍSMICA DE REFLEXÃO

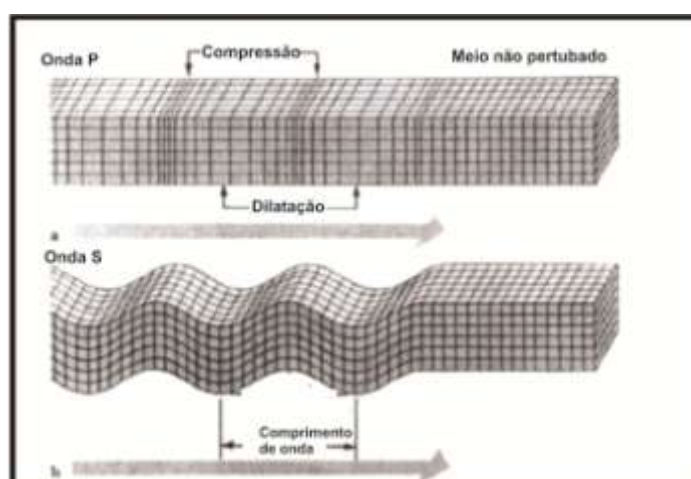
A Sísmica de Reflexão baseia-se na propagação de ondas elásticas no interior da terra, a partir da geração das mesmas através de uma fonte. As ondas viajam com velocidades diferentes em materiais rochosos diferentes. Essas ondas ao atravessarem camadas com diferentes impedâncias serão refletidas. Os sinais de retorno serão registrados por meio de sensores. Desta forma a SR permite o imageamento de estruturas geológicas subsuperficiais a grandes profundidades e com boa resolução, sendo usado em pesquisas petrolíferas, por exemplo. Mas pode ser usada também em ambientes rasos para pesquisa mineral.

A teoria do método da SR é extensa, por isso aqui será feito apenas uma síntese dos aspectos mais relevantes para a prospecção mineral marinha. Mais detalhes podem ser encontrados em Telford, Geldart e Sheriff (1990) e Dobrin e Savit (1988).

4.1. Tipos de Ondas

Dois tipos de ondas são importantes para a sísmica: ondas compressoriais e cisalhantes, conhecidas como ondas P e S, respectivamente. As mesmas diferem entre si pelo modo de propagação (Figura 13).

Figura 13 – Esquema das ondas P e S.



Fonte: LAY, 1995

Stein (2003) analisa e ilustra o comportamento dessas ondas, ao afirmar que a onda compressional é um exemplo de onda longitudinal, porque o campo de

propagação do deslocamento varia na direção da propagação. Este autor cita como exemplo o caso da onda sonora no ar, que pode ser descrito como uma onda compressional em um fluido ideal. Em relação à onda cisalhante, esta é um exemplo de onda transversal, porque o campo de propagação do deslocamento varia perpendicularmente na direção da propagação. As ondas eletromagnéticas são um exemplo de ondas transversais.

Além disso, a velocidade delas depende das propriedades elásticas do meio em que se propagam. Isto pode ser visualizado a partir das equações de velocidade para ambas (Equações 1, 2 e 3).

Para a onda P em um meio sólido:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + 4/3 \mu}{\rho}} \quad \text{Eq. 1}$$

onde K é o módulo de incompressibilidade; μ é o módulo de rigidez ou cisalhamento e ρ é a densidade.

Quando o meio se trata de um fluido, seu módulo de cisalhamento é igual a zero e por isso a expressão acima pode ser expressa como:

$$V_p = \sqrt{\frac{K}{\rho}} \quad \text{Eq. 2}$$

Para a onda S, a velocidade é expressa pela equação abaixo:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad \text{Eq. 3}$$

Em levantamentos marinhos onde os receptores não estão posicionados no fundo oceânico, apenas a onda P terá relevância, uma vez que a onda S não se propaga em meios líquidos.

A onda P na água do mar alcança velocidade em torno de 1.500 m/s. Ayres Neto (2000) explica os principais fatores que influenciam na velocidade de propagação na água e nos sedimentos. A velocidade de propagação na água do mar é afetada pela salinidade e não muito pela pressão e temperatura. Nos sedimentos, os módulos de incompressibilidade e rigidez são os agentes controladores. Estes últimos são afetados pela porosidade, pressão de confinamento, grau de saturação e temperatura (WOODS, 1991, *APUD* AYRES NETO, 2000, p.243).

Ayres Neto (2000) afirma ainda que as propriedades elásticas dos sedimentos resultam das propriedades elásticas de seus componentes, uma vez que estes são formados por grãos e podem conter fluidos. Para Tao, King e Nabi – Bidhedi (1995 apud Ayres Neto, 2000, p. 243) a propagação de ondas P nos sedimentos está ligada ao módulo de compressão do fluido intersticial. Por isso, na presença de gás, a velocidade de propagação diminui, mesmo que o gás esteja em pequenas proporções.

4.2. Impedância Acústica

Um meio acústico é definido como um meio onde só há propagação de onda P. A impedância acústica (I) de um meio é definida como o produto da velocidade (V) de propagação da onda P e da densidade do meio (ρ) (Equação 4):

$$I = V \cdot \rho \quad \text{Eq. 4}$$

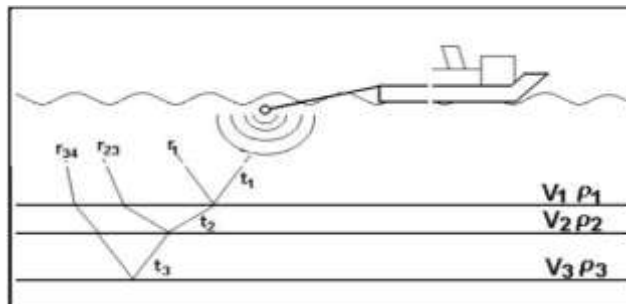
Segundo Ayres Neto (2000), na água do mar, o parâmetro V é relativamente constante em todos os lugares do mundo. Assim, a densidade assume função de controlar a impedância acústica do meio. Para Ayres Neto (2000, p. 243), “a densidade dos sedimentos de fundo é função basicamente da mineralogia, da porosidade e do teor de água. Estes fatores variam localmente em maior escala, controlando portanto de maneira mais intensa a impedância dos sedimentos”.

Ao encontrar um meio com contraste de impedância, o sinal será refletido. A amplitude deste sinal refletido, de acordo com Ayres Neto (2000), é uma associação complexa de fatores, para qual há uma simplificação para ângulos de incidência normal à superfície. Assim, o coeficiente de reflexão (R) é definido como a razão entre a amplitude do sinal refletido e a amplitude da onda incidente, sendo dado pela Equação 5 (SHARMA, 1997 *apud* AYRES NETO, 2000, p. 246).

$$R = \frac{V_2 \rho_2 - V_1 \rho_1}{V_2 \rho_2 + V_1 \rho_1} \quad \text{Eq. 5}$$

A quantidade de energia refletida será maior, quanto maior for a diferença de impedância entre dois meios. A figura 14 esquematiza a geração do sinal sísmico em um sistema de aquisição marinho, bem como a variação das impedâncias acústicas das camadas sedimentares abaixo do fundo marinho.

Figura 14 – Geração e recepção do sinal sísmico evidenciando a variação de Impedância acústica.



Fonte: Ayres Neto (2000).

4.3. Tipos de Fontes Marinhas

Segundo Verbeck e Mcgee (1995), há dois tipos de fontes de energia utilizadas na SR, as fontes impulsivas e ressonantes. Os mesmos autores consideram conveniente referir-se aos sinais produzidos por fontes ressonantes como pulsos sonoros e aos produzidos por fontes impulsivas como *wavelets* sísmicas.

As fontes impulsivas buscam gerar um sinal acústico semelhante à função delta. Para isto liberam uma grande quantidade de energia. Contudo, na prática, não é possível gerar esse sinal desejado. Desta forma, os sinais produzidos são definidos em termos de frequência, duração e forma do pulso (AYRES NETO e BAPTISTA NETO, 2004).

Segundo Verbeck e Mcgee (1995), a resolução atingível das fontes impulsivas depende especialmente do nível de energia de operação da fonte. Quando se aumenta este nível, se realça as baixas frequências e conseqüentemente perde-se resolução.

A maioria das fontes sísmicas impulsivas usadas na perfilagem de alta resolução gera energia a partir de uma descarga elétrica ou por ar comprimido (VERBECK e MGEE, 1995). No entanto, as frequências dominantes geradas por descarga elétrica tendem a serem maiores do que as geradas por ar comprimido. As fontes impulsivas mais usadas são o canhão de ar (*Airgun*), o *Boomer* e o *Sparker* (centelhador).

As fontes ressonantes são equipamentos piezo-elétricos e produzem um pulso que muito se assemelha a uma curva senoidal cuja frequência é principalmente determinada pela frequência de ressonância dos cristais piezo-

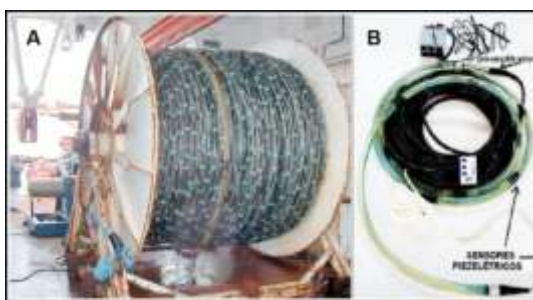
elétricos (VERBECK e MCGEE, 1995). Uma das desvantagens deste tipo de fonte é que a atenuação do sinal durante a propagação distorce a forma do pulso emitido tornando sua polaridade ambígua. A maior vantagem é que a forma inicial do pulso é bem conhecida facilitando a identificação de ruídos (AYRES NETO e BAPTISTA NETO, 2004). Segundo Ayres Neto e Baptista Neto (2004), as fontes ressonantes, mais comuns são os sistemas de sonares transdutores de 14 kHz, 7 kHz e 3,5 kHz e os chamados *Chirp sonar*.

4.4. Receptores

Em relação ao sistema de registro, existe uma diferença substancial entre as fontes impulsivas e ressonantes. As primeiras necessitam de receptores e/ou hidrofones, como um sistema independente, enquanto que as ressonantes são mecanismos de emissão e recepção, logo os receptores estão inseridos no mesmo equipamento da fonte. Em ambos os sistemas, impulsivos e ressonantes, os hidrofones, são mecanismos piezoelétricos.

Nos sistemas de fontes impulsivas, os receptores estão localizados em cabos flutuantes, os *streamers* (Figura 15). Estes são arrastados a uma determinada distância do navio para minimização de ruídos provenientes da embarcação (SOUZA, 2006). Segundo Vilardo (2006), os cabos são arrastados pelos navios sísmicos a profundidades de 4 a 10 m, dependendo do tipo de alvo. Contudo esta profundidade pode ser ainda maior. De acordo com Ayres Neto e Baptista Neto (2004), o *streamer* é composto por uma mangueira de plástico preenchida por um óleo com densidade próxima a água do mar, para facilitar a flutuação.

Figura 15 – A) Cabo flutuante de sísmica profunda. B) Hidrofones de sísmica rasa.



Fonte: A) Vilardo (2006). B) Souza (2006).

A configuração dos hidrofones (número, espaçamento, profundidade) é variável e depende do objetivo do levantamento. Segundo Ayres Neto e Baptista Neto (2004), para a sísmica convencional de petróleo, cada *streamer* pode ter até 124 canais compostos por mais de um hidrofone alcançando 5 km de comprimento. Enquanto que nos levantamentos sísmicos de reflexão de alta resolução, os *streamers* são menores, alcançando 100 m de comprimento, e com no máximo 24 hidrofones em um mesmo canal (AYRES NETO e BAPTISTA NETO, 2004).

Em relação aos ruídos, diversos sinais indesejados podem ser captados pelos hidrofones. Além daqueles provenientes da própria embarcação, Souza (2006) cita como ruído as ondas diretas, ondas, ventos, tráfego e operação de equipamentos em outra embarcação. Souza (2006) também explica algumas metodologias para a minimização de ruídos. Elas estão relacionadas à geometria do levantamento. Esta consiste nas profundidades de reboque da fonte e dos receptores, na distância entre os sensores no *streamer*, o comprimento total do arranjo, etc (Verbeck, 1995; Mosher e Simpkin, 1999; Souza, 2006).

Entretanto, os ruídos que aparecem com mais frequência e que podem afetar o dado a ponto de inutilizá-lo são as múltiplas. Yılmaz (2008, p. 81) define as múltiplas como “reflexões secundárias da trajetória do raio entre camadas ou intracamadas”. Segundo Allen (1972, apud Telford, Geldart e Sheriff, 1990), as múltiplas do fundo oceânico são muito fortes e podem deixar o dado inutilizável. Para atenuar as múltiplas aplica-se a deconvolução preditiva (uma técnica de processamento muito usada na sísmica convencional que consiste em prever eventos periódicos como as múltiplas para depois removê-las). No entanto, nem sempre o uso desse processo é eficaz na remoção das múltiplas nos dados de sísmica rasa. De acordo com Gomes (2009), ainda existem muitas dificuldades no processo de remoção das múltiplas em dados de sísmica rasa, muitas vezes a deconvolução não consegue atenuar as múltiplas. Gomes (2009) sugere que em dados com múltiplas de fortes amplitudes ou de menor amplitude entre outras múltiplas, aplique-se sistematicamente janela de deconvolução, correções de atenuação e de espalhamento geométrico. Outro tipo de ruído é o *bubble pulse* que surge quando são usadas algumas fontes sísmicas, mas que pode ser amenizado com uso de técnicas específicas.

4.5. Resolução Sísmica

A resolução sísmica pode ser vertical e horizontal (também denominada de lateral). Rosa (2010, p.578) define resolução sísmica vertical como “a capacidade de resolver (separar) refletores verticalmente adjacentes”. Yilmaz (2008) afirma que o critério determinante para a resolução vertical é o comprimento de onda dominante. Sendo este dado pela Equação 6:

$$\lambda = \frac{V}{f} \quad \text{Eq. 6}$$

Onde V é a velocidade e f é frequência dominante. São usados $1/8 \lambda$ e $1/4 \lambda$ como valores práticos para a resolução sísmica, embora também se use, em alguns casos, $1/2 \lambda$ (WIDESS, 1973 *apud* MARTINS, 2007, p. 61). Esses valores são válidos para os dois tipos de resolução, considerando feições geológicas simples e razão sinal-ruído alta (tabela 2).

Tabela 2: Limite para Resolução vertical.

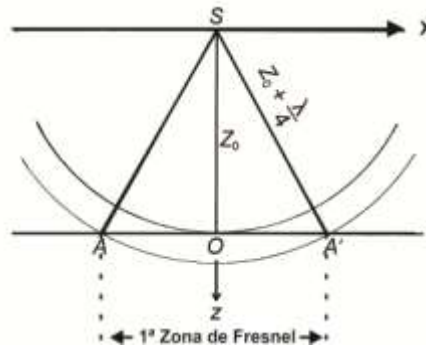
$\lambda/4 = v / 4f$		
$v = \text{m/s}$	$f \text{ (Hz)}$	$\lambda / 4 \text{ (m)}$
2000	50	10
3000	40	18
4000	30	33
5000	20	62

Fonte: Yilmaz (2008)

Ayres Neto (2000) chama a atenção para a resolução sísmica vertical por esta ser um aspecto crucial na avaliação de uma jazida submarina, seja para sua delimitação quanto para sua cubagem. Ayres Neto (2000) exemplifica esta situação ao afirmar que um erro de 10 cm na definição vertical de uma camada implica em um erro de 1 m^3 para cada 10 m^2 de área levantada. Assim, a resolução vertical é um parâmetro fundamental para o sucesso da pesquisa mineral.

Para Martins (2007) a resolução horizontal está relacionada à capacidade de identificação de discontinuidades ao longo dos refletores. Yilmaz (2008) aponta a zona de Fresnel como o critério determinante para este tipo de resolução (Figura 16). Para Yilmaz (2008), a resolução lateral refere-se ao quão perto dois pontos refletores podem estar situados horizontalmente, e ainda serem reconhecidos como dois pontos separados um do outro.

Figura 16 – Definição de Zona de Fresnel AA'.



Fonte: Modificado de Yilmaz (2008).

A figura 16 ilustra o conceito de zona de Fresnel. Considerando-se que fonte e receptor estejam posicionados em superfície na mesma posição (S), e que uma frente de onda avança para a subsuperfície, a 1ª zona de Fresnel é definida como o disco refletor AA'. De acordo com Martins (2007), em planta, a 1ª zona de Fresnel é circular, e as demais zonas são concêntricas à primeira e se cancelam mutuamente por interferências destrutivas. Yilmaz (2008) afirma que dois pontos refletores que estiverem localizados na 1ª zona de Fresnel serão indistinguíveis se visualizados da superfície.

Observa-se a dependência da zona de Fresnel com relação ao comprimento de onda (figura 16). A zona de Fresnel também depende da frequência. Quanto maiores as frequências do sinal sísmico, mais estreita será a zona de Fresnel. Desta forma, quanto menor a zona de Fresnel, melhor será a diferenciação entre dois pontos refletores posicionados lateralmente. Assim, a largura da zona de Fresnel é a medida da resolução lateral (YILMAZ, 2008). Yilmaz (2008) afirma que além da frequência, a resolução lateral depende também da velocidade e da profundidade da interface refletora (z_0). Aplicando-se o teorema de Pitágoras no triângulo SOA' obtêm-se a largura da zona de Fresnel, denominada de r , como (Equação 7):

$$r = \sqrt{\frac{z_0 \lambda}{2}} \quad \text{Eq. 7}$$

Isto considerando que $\frac{z_0 \lambda}{2} \gg \frac{\lambda^2}{16}$.

Entretanto, a largura da zona de Fresnel também pode ser escrita em termos da frequência dominante (Equação 8):

$$r = \frac{v}{2} \sqrt{\frac{t_0}{f}} \quad \text{Eq. 8}$$

A tabela 3 exemplifica valores limites para resolução lateral.

Tabela 3: Limite para Resolução lateral.

$r = (v/2)\sqrt{t_0/f}$			
t_0	v (m / s)	f (Hz)	r (m)
1	2000	50	141
2	3000	40	335
3	4000	30	632
4	5000	20	1118

Fonte: Yilmaz (2008).

5 RESULTADOS

5.1. Fontes Sísmicas

Trabalhos vêm sendo desenvolvidos nos últimos anos para responder a pergunta: que fonte sísmica de alta resolução ou rasa usar na engenharia, meio ambiente, oceanografia e/ou pesquisa mineral. Souza (2006, p. 141) ressalta que “por investigação rasa, entendem-se os estudos cujos objetivos sejam a análise das primeiras dezenas de metros da coluna sedimentar, com profundidades de investigação comumente inferiores a 100 m”. Embora, possa incluir profundidades de até 200 m. Para esses objetivos, a aplicação do método da SR é conhecida como perfilagem sísmica contínua (PSC). Segundo Telford, Geldart e Sheriff (1990) a perfilagem marinha pode empregar poucos hidrofones, e o tiro e a gravação podem ser tomados em intervalos tão curtos que uma seção de registro contínuo é obtida. As fontes empregadas na perfilagem também recebem o nome de perfiladores ou *Sub bottom profilers* (SBP). Embora seja comum encontrar na literatura a sigla SBP associada uma fonte específica, como *chirps*, transdutores, etc, mas de forma geral representa os perfiladores.

Iguatemy (2010) fez um estudo comparativo entre as fontes *chirp* e sistemas paramétricos, considerando os fatores diretividade, resolução e penetração. Loureiro e Bastos (2011) realizaram levantamentos sísmicos na Baía de Vitória (Espírito Santo), com fontes *boomer* e *chirp*. O objetivo desse trabalho era a comparação dos resultados das duas fontes, considerando parâmetros como identificação do embasamento acústico, penetração e frequências. Souza (2011), por sua vez, discute o potencial das fontes acústicas na investigação de ambientes submersos rasos, e descreve as principais características das mesmas.

Algumas fontes usadas em sísmica rasa também são usadas em sísmica profunda. As fontes que podem ser usadas na pesquisa de áreas profundas constituem-se como sistemas de baixa frequência e alta energia, enquanto que os sistemas de alta frequência e baixa energia são usados na pesquisa rasa (SOUZA, 2006). Outra diferença está nas dimensões das fontes. Fontes de pesquisa profunda são de grandes portes, enquanto que fontes de pesquisa rasa são de menores portes. Os sistemas *Airgun* e *Sparker* podem ser usados nos dois tipos de pesquisas. São apresentadas as características das fontes sísmicas de alta resolução adequadas para levantamentos na plataforma continental.

Cada fonte tem suas características próprias que fazem com que dependendo da situação, uma seja mais adequada do que outra, principalmente no que concerne aos fatores de penetração e resolução.

5.1.1. *Airgun*

O *airgun* é um tipo de fonte pneumática, ou seja, funciona a partir de ar comprimido. O sinal sísmico é gerado pela rápida liberação de ar comprimido dentro da água (VERBECK, 1995).

Segundo Mosher e Simpkin (1999), os *airguns* usados na sísmica de alta resolução são semelhantes aos da sísmica convencional, mas são consideravelmente menores, envolvendo aproximadamente $16,4 \text{ cm}^3$ de ar sob 7.000 kPa (Figura 17). Por isso, são denominados de *mini airguns*. A frequência dominante nessas condições é de 250 Hz (TELFORD, 1990). Ayres Neto (2000) afirma que canhões de ar com 164 cm^3 produzem um sinal na faixa de $300 - 400 \text{ Hz}$, o que possibilita uma penetração na faixa da ordem de 700 m abaixo do fundo marinho. Os *airguns* são considerados por Mosher e Simpkin (1999) excelentes ferramentas por alcançar profundidades comparáveis a outros sistemas de aquisição e mesmo para adquirir dados na presença de fortes ruídos.

Figura 17 – *Airgun* de pequeno porte usado em levantamentos sísmicos de alta resolução.



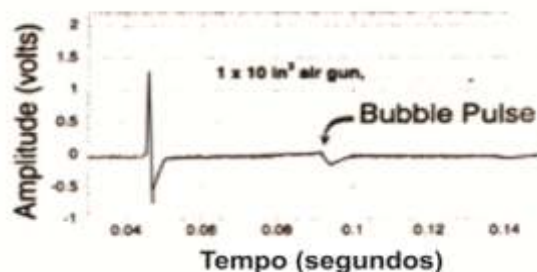
Fonte: Souza (2006).

Apesar dessas características, o uso de *airgun* possui limitações como o *bubble pulse*. Este pode ser visto como uma “fonte” sonora secundária. Esta “fonte” é gerada pela expansão oscilante e colapso de ar abaixo da pressão hidrostática depois da liberação do ar.

Mosher e Simpkin (1999) ainda afirmam que a amplitude do *bubble pulse* aumenta com o volume de ar liberado e a profundidade de reboque da fonte. Este

fenômeno pode prejudicar a interpretação sísmica, uma vez que o *bubble pulse* aparece logo depois do pulso primário (Figura 18).

Figura 18 – Assinatura da fonte *airgun* e efeito de *bubble pulse* seguindo o pulso primário.



Fonte: Mosher e Simpkin (1999).

Verbeck (1995) recomenda o uso de arranjos de *airguns* de diferentes tamanhos e pressões para suprimir o *bubble pulse*. Desta forma os *bubbles* poderão cancelar-se e o espectro de frequência será mais largo. Conseqüentemente a repetibilidade da fonte melhora também. Outra forma de amenizar o problema é o uso do GI - *Airgun*, que é outro tipo de *airgun* usado justamente para suprimir o *bubble pulse*. Verbeck (1995) explica que a câmara de ar inferior desta fonte é dividida em duas partes. Uma é aberta quando a fonte dispara. A outra é aberta após certo tempo do tiro inicial, de modo que o ar fluirá no *bubble* no momento em que este começar a contrair. Assim a amplitude dos *bubbles* é amortecida.

O IFREMER (2014b), em seus levantamentos de alta resolução, utiliza o GI – *airgun*. Este equipamento trabalha com frequências que variam de 50 – 250 Hz e apresenta resolução vertical de 2 m e resolução horizontal de 10 m.

O quadro 3 resume as principais características do *airgun*, e está baseado em Telford, Geldart e Sheriff (1990); Verbeck (1995); Verbeck e Mcgee (1995); Mosher e Simpkin (1999); Duchesne et al (2007).

Quadro 3 – Características e limitações do *airgun*.

Características	Limitações
Alto nível de energia de operação (ex: 5800 e 9500 J)	Capacidade de profundidade de reboque muito limitada
Frequência dominante de 250 Hz	Não - Diretividade ⁸
A repetibilidade ⁹ pode aumentar com o aumento da pressão	Ruídos: <i>bubble pulse</i> e múltiplas
Boa penetração	Restrições de áreas por questões ambientais

Fonte: Autora.

5.1.2 *Sparker*

O *Sparker* foi muito popular durante os anos de 1960-1970, até ser substituído por pequenos volumes de *airguns*, mas ainda é muito usado em levantamentos de alta resolução (0.5 – 10 m de resolução vertical) (DUCHESNE et al, 2007). De acordo com Duchesne et al (2007), nos últimos 10 anos o interesse na tecnologia do *sparker* tem sido renovado por causa da facilidade de deslocamento em costas relativamente baixas e restrição do uso de *airguns* em certas áreas por questões ambientais.

De acordo com Mosher e Simpkin (1999), o *sparker* gera uma bolha de vapor pela descarga de energia elétrica através de eletrodos presentes num fluido condutor. Segundo Souza (2006), os eletrodos estão conectados a um banco de capacitores instalado e gerenciado na embarcação. A rápida expansão da bolha de vapor gera um impulso de pressão positivo que se propaga no ambiente, gerando o sinal sísmico a ser medido. No entanto o *sparker* sofre com o efeito de *bubble pulse*. A minimização do problema é semelhante à que foi proposta para o *airgun*. Souza (2006) sugere a utilização de arranjos geométricos multifontes durante a aquisição dos dados ou até mesmo por meio de fontes multieletrodos.

Segundo Duchesne (2007) a maioria dos arranjos de *sparker* de 3 a 9 eletrodos operam com potência que varia de 0.2 a 30 kJ, todos com espectro de faixa larga que varia de 25 a 2.000 Hz. A penetração típica alcançada pela fonte é

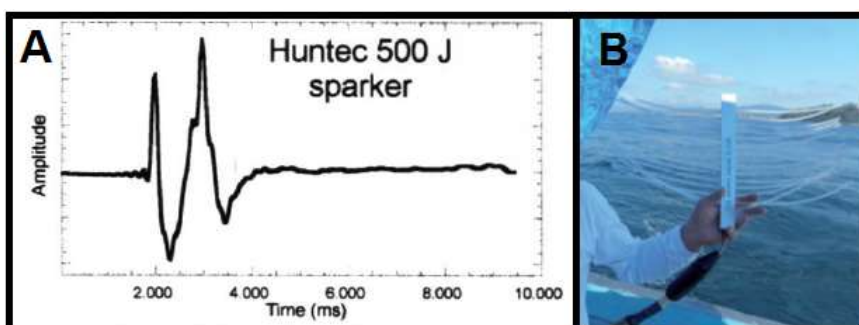
⁸ É definida por Duarte (2007, p.66) como o “fenômeno da variação da amplitude de uma onda em função da direção”.

⁹ De acordo com Verbeck (1995, p. 30), “o estudo da repetibilidade é feito a partir da comparação de pulsos equivalentes, isto é, assinaturas de diferentes tiros para os quais todos os parâmetros de registros são idênticos”. A repetibilidade é importante para técnicas de processamento que necessitem da assinatura da fonte.

de aproximadamente 200 m, mas pode chegar a 1.000 m nas melhores condições. Enquanto que para Ayres Neto (2000), os *sparkers* operam com frequências da ordem de 500 a 1.500 Hz e chegam a penetrar até 400 m abaixo do fundo marinho. A diferença no valor mínimo de frequência nas considerações de Duchesne (2007) e Ayres Neto (2000) é causada porque Duchesne (2007) inclui valores referentes à pesquisa profunda, enquanto Ayres Neto (2000) limita-se aos valores da sísmica rasa.

É possível visualizar a assinatura da fonte (A) e o *minisparker* (B) e o quadro 4 fornece as principais características da fonte (características e limitações) (figura 19)(Verbeck, 1995; Verbeck e Mcgee, 1995; Duchesne, 2007).

Figura 19 – A) Assinatura do *sparker*; B) Exibição de um *minisparker* durante levantamento na Plataforma Continental de São Paulo.



Fonte: A) Mosher e Simpkin (1999); B) Modificado de Souza e Gandolfo (2012).

Quadro 4 – Características e limitações do *Sparker*.

Características	Limitações
Amplio Espectro de frequência (25 – 2000 Hz)	Pobre repetibilidade, no entanto pode aumentar com o aumento do nível de energia.
Alto nível de energia de operação (0,1 - 30 kJ)	Limitada diretividade e pobre repetibilidade.
Capacidade Profundidade de reboque moderada.	Ruídos: <i>Bubble pulse</i> e Múltiplas
	Seu uso é mais apropriado em ambientes de água salgada. Para usá-los em água doce deve-se fazer ajustes.

Fonte: Autora.

5.1.3 *Boomer*

Segundo Simpkin (2005), o *boomer* é uma fonte sonora que é usada há mais de 40 anos para perfilagem da SR em águas rasas e profundas. Assim como o *sparker*, o *boomer* é um sistema elétrico. O sinal acústico desta fonte é proveniente

da vibração de uma placa na massa de água. Esta vibração ocorre por causa do campo magnético gerado por corrente elétrica de alta tensão que passa por um sistema de bobinas conectado à placa (Figura 20). Este fenômeno é a magnetorrestrrição.

A energia de entrada desta fonte é da ordem de centenas de Joules (VERBEECK, 1995). Segundo Souza (2006), os sinais emitidos pela fonte possuem um amplo espectro de frequências, que pode ir de 500 e alcançar até 20.000 Hz, permitindo assim a obtenção de registros de SR com grande penetração no substrato. Em alguns casos é possível a resolução centimétrica de camadas.

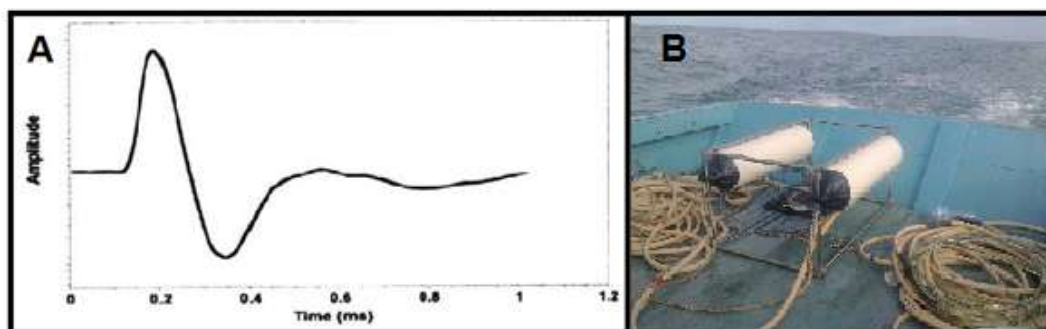
O quadro 5 apresenta as características do *boomer*. O mesmo baseia-se nos trabalhos de Verbeck (1995), Mosher e Simpkin (1999) e Souza (2006).

Quadro 5 – Características e limitações do *boomer*.

Características	Limitações
Amplio Espectro de frequência (500 – 20.000 Hz)	Capacidade de profundidade de reboque limitada.
Alto Nível de energia operacional (ex: 105, 350 J)	Cuidados adicionais devido a operação com altas voltagens e correntes
Boa Diretividade	Peso do equipamento pode passar 100 kg.
Alta repetibilidade	Ruídos: Múltiplas.

Fonte: Autora.

Figura 20 – A) Assinatura do boomer. B) *Boomer* usado na plataforma continental de São Paulo.



Fonte: A) Mosher e Simpkin (1999); B) Souza e Gandolfo (2012).

5.1.4 Sistemas Transdutores

Segundo Verbeck (1995), um transdutor que gera um sinal acústico de saída em resposta a um sinal elétrico de entrada é chamado de sonar transdutor. Os

sistemas transdutores são constituídos por mecanismos piezoelétricos, tanto as fontes quanto os receptores. Estes últimos estão presentes no mesmo equipamento da fonte (Figura 22).

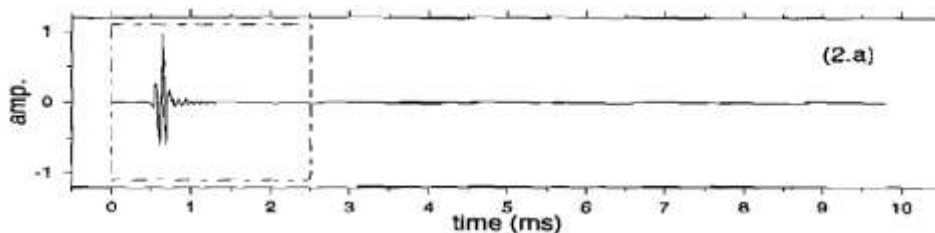
De acordo com Verbeck (1995), o sinal produzido pelos sonares transdutores tem forma semelhante a um senóide (Figura 21). A frequência do senóide é determinada pela frequência de ressonância do cristal piezoelétrico. O quadro 6 sintetiza as características da fonte (Verbeck, 1995; Mosher e Simpkin, 1999; Ayres Neto e Baptista Neto, 2004).

Uma variação importante dos sistemas transdutores (além do *Chirp* que será visto mais adiante) são os sistemas paramétricos. Iguatemy (2010, p. 19) define os sistemas paramétricos como:

aqueles que produzem sinais de baixa frequência a partir da emissão de dois sinais simultâneos de frequências ligeiramente diferentes. Devido a não-linearidades na propagação do som em altas pressões a interferência entre os dois sinais emitidos gera uma frequência secundária. A frequência secundária é gerada no centro do feixe incidente, que possui um estreito ângulo quando comparado com o feixe das frequências primárias, devido a ausência de ecos laterais.

Iguatemy (2010, p. 20) destaca que “a frequência chamada secundária (diferença das frequências transmitidas) é relativamente baixa e apresenta penetração no fundo marinho”. Para determinação exata da profundidade da água pode ser usada a frequência primária (IGUATEMY, 2010). No trabalho de Iguatemy (2010) é feita uma comparação entre as fontes *chirp* e sistemas paramétricos. A utilização desses sistemas apresenta vantagens como boa penetração, sem necessariamente envolver uma maior complexidade operacional. Muitas outras informações referentes a este tipo de fonte podem ser encontradas em Iguatemy (2010).

Figura 21 – Exemplo da assinatura de um transdutor de 10 kHz.



Fonte: Verbeck (1995).

Quadro 6 – Características e Limitações dos transdutores.

Características	Limitações
Baixo nível de energia operacional (ex: 0.3 - 1.2 J)	Limitação de potência devido à cavitação ¹⁰ .
Frequências de operação de 3,5 – 14 kHz.	Distorção do pulso torna a polaridade da <i>wavelet</i> ambígua.
Menores tamanhos e simples operação.	Moderada diretividade
O sinal produzido tem forma senoidal	Múltiplas.

Fonte: Mosher e Simpkin (1999).

Figura 22 – Transdutor *GeoAcoustics* utilizado na aquisição e processamento em tempo real dos dados sísmicos.



Fonte: Vasconcellos (2009).

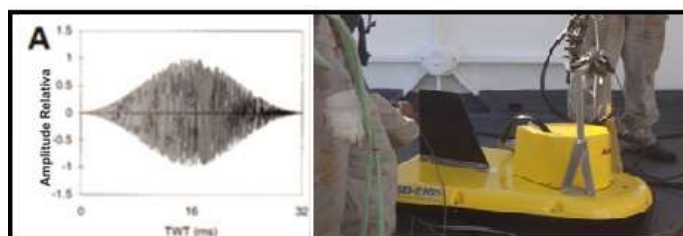
¹⁰ Cavitação ocorre quando, pela contração do cristal, a pressão na água diminui a um nível em que a água vaporiza, produzindo bolhas (*bubbles*) na face do cristal (VERBECK, 1995).

5.1.5 Chirp

De acordo com Verbeck (1995), o *chirp* (*Compressed High Intensity Radar Pulse*) é uma variação do sonar transdutor. Os sistemas *Chirp* são fontes sísmicas marinhas de frequência modulada de alta resolução que oferecem resolução vertical na escala de decímetros (QUINN et al, 1998). Segundo Rakotonarivo et al (2011), os *chirps* operam com frequências que variam de 1 a 10 kHz. No entanto, há fontes que operam com frequências maiores. Modelos de *chirp* da empresa *EdgeTech* alcançam valores de frequências de até 24 kHz.

Para Quinn et al (1998), o que distingue esta fonte das demais é sua assinatura. A mesma não se apresenta como um pulso curto (Figura 23 – A). Este controle preciso da forma da onda ajuda a suprimir o ruído da fonte que é um problema comum que afeta a resolução vertical de perfiladores de pulso curto (QUINN et al, 1998). O quadro 7 sintetiza as características da fonte e baseia-se em Verbeck (1995); Mosher e Simpkin (1999); Ayres Neto (2000); Rakotonarivo et al, (2011).

Figura 23 – A) Assinatura do *chirp*; B) *Chirp* utilizado na Plataforma Continental do Pará durante expedição do REMPLAC realizada pelo Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros (GEMC) da Ufpa.



Fonte: A) Quinn (1998); B) Fonte: Arquivo pessoal do professor Maâmar El Robrini.

Quadro 7 – Características e limitações do *chirp*.

Características	Limitações
Nível intermediário de energia operacional (ex: 10, 20, 40 J)	Fraca diretividade
Frequências de operação de 1000 – 24000 Hz.	Múltiplas.
Menores tamanhos e simples operação.	
Controle preciso da forma de onda	
Boa repetibilidade.	

Fonte: Autora.

Ayres Neto (2000), baseado no trabalho de Verbeck e Mcgee (1995), resume no quadro 8 as principais características das fontes citadas.

Quadro 8 – Características das principais fontes sísmicas marinhas de alta resolução.

Tipo da fonte	Profundidade de reboque (m)	Frequência de pico (kHz)	Diretividade
<i>Boomer</i> 105 J 280 J 350 J	5 5 5	10 6,5 5,7	Forte
<i>Sparker</i> 100 J 200 J 300 J	15 15 15	0,9 0,8 1,6	Média/ Forte
<i>Airgun</i> 10 in ³	25	0,5	Fraca
Transdutores 14 kHz 7 kHz 3,5 kHz	15 15 15	13,9 5,7 4,0	—
<i>Chirp Sonar</i> 5 ms 10 ms 20 ms	15 15 15	6,5 6,5 6,5	Fraca

Fonte: Ayres Neto (2000).

5.2 Frequências de Investigação

Souza e Gandolfo (2012) fazem uma análise detalhada sobre os métodos geofísicos usados em engenharia ambiental e geotecnia, abordando entre outros aspectos as frequências emitidas pelas fontes sísmicas em ambientes submersos. As considerações podem ser aplicadas à pesquisa mineral na plataforma continental. Uma importante observação feita por Souza e Gandolfo (2012, p. 21) é que:

para investigação de depósitos sedimentares compostos por sedimentos arenosos (areias e cascalhos) comuns em aluviões de rios, com espessuras superiores a 8 – 10 m, se faz necessário o emprego de fontes acústicas de maior energia e que emitam espectros com frequências inferiores a 2 kHz. Fontes do tipo *boomer* e *chirp* estão entre as mais indicadas para esses objetivos.

Desta forma, as frequências citadas se tornam muito interessantes para a pesquisa de granulados litoclásticos e biotriticos, além de *placers* marinhos. As frequências inferiores a 2 kHz têm um poder de penetração maior, logo são as mais indicadas para o mapeamento de *placers* em paleocanais, em *sandwaves*,

depressões e falhas na rocha do embasamento e para fazer a análise sismoestratigráfica de uma determinada área.

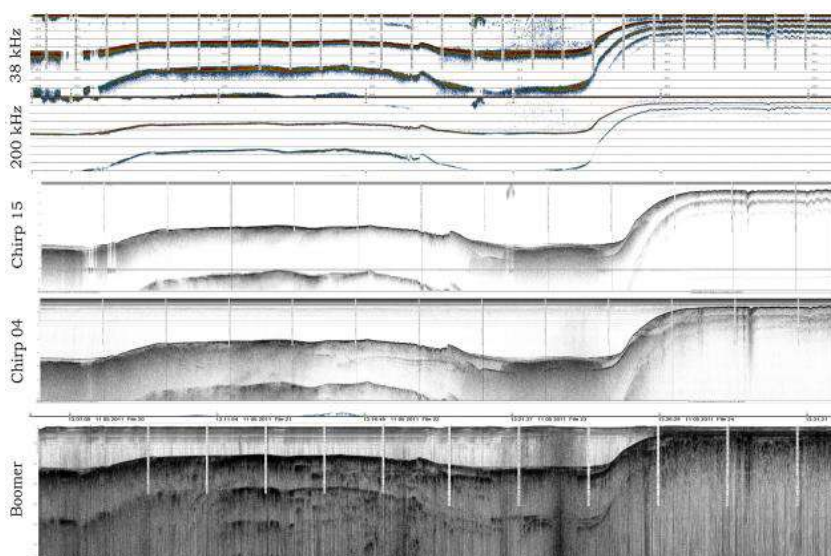
Souza e Gandolfo (2012, p.24) abordam também as frequências a serem emitidas pelas fontes se o objetivo é estudar a subsuperfície submersa, com prioridade para a resolução:

o projeto necessitará de dados referentes à espessura das camadas subsuperficiais (métricas a submétricas) de sedimentos finos inconsolidados (lamas ou areias finas). Desta forma os levantamentos deverão ser executados por meio dos métodos sísmicos que utilizam fontes acústicas que emitem sinais com frequências entre 2 e 30 kHz. SBP 3,5 kHz, 7kHz, 10 kHz, 15 kHz, *Chirp* de baixa potência 2-10 kHz ou *pinger*¹¹ 24 kHz são exemplos de fontes acústicas com essas características [...]

Neste caso, o uso dessas frequências será importante para os granulados litoclásticos, especialmente as lamas terrígenas.

Quando se deseja obter boa penetração e boa resolução simultaneamente, a solução pode estar no uso de sistemas multi-frequências. Souza, Silva e Ola (2013) defendem o uso de sistemas multifrequências para obtenção de bom resultados em termos de penetração e resolução. A figura 24 é um exemplo do uso de várias fontes e várias frequências na mesma linha sísmica.

Figura 24 – Perfis multifrequências de uma área do porto de Santos (SP). Nesta área foram usadas eco sondas (38 + 200 kHz), *chirp* (2 – 8 kHz), *Chirp* (10 – 20 kHz) e um *boomer* (400 – 2000 Hz).



Fonte: Souza, Silva e Ola (2013).

¹¹ Fonte acústica utilizada em levantamentos marinhos rasos não desenvolvida nesta pesquisa.

5.3 Processamento dos dados de SR de alta resolução

A bibliografia sobre o processamento de dados sísmicos de alta resolução ainda é escassa. A maioria dos trabalhos feitos no Brasil sobre este tema é recente, sendo estes Brunetta (2005)¹², Gomes (2009)¹³, Gomes, Vital e Macedo (2011)¹⁴, Marino, Santos e Silva (2012)¹⁵, Teixeira (2013)¹⁶, e Souza (2014)¹⁷. A etapa de processamento dos dados de alta resolução é justificada pela forte presença de ruídos. No entanto, nem sempre esse procedimento é adotado quando se trata de dados de sísmica monocal, uma vez que os dados usados na interpretação são os dados brutos, ou seja, dados sem aplicação de nenhuma técnica de processamento.

O objetivo de se aplicar técnicas de processamento é melhorar o perfil sísmico para obter uma interpretação de maior qualidade. Na sísmica convencional as técnicas de processamento estão mais consolidadas do que as de alta resolução. Algumas propostas de fluxo de processamento para alta resolução baseiam-se em fluxos convencionais, mas não se pode usar exatamente os mesmos fluxos e procedimentos, uma vez que a natureza do dado é diferente, geralmente a sísmica convencional é multicanal e a sísmica de alta resolução é monocal, embora a última também possa ser multicanal. Como o processamento desse tipo de dado ainda está em fase de consolidação é comum encontrar propostas de fluxo muito similares com pequenas variações entre si, mas também há aqueles que se apresentam de forma diferenciada (Figuras 25 e 26). A escolha das etapas a serem realizadas depende do objetivo a ser alcançado e das características do dado. Mas de forma geral as etapas de processamento consistem de: (1) leitura do dado; (2) geometria de aquisição; (3) edição do traço; (4) análise espectral; (5) filtros e ganhos; (6) deconvolução.

¹² O processamento da sísmica de reflexão rasa – desafios encontrados no estudo de modelos análogos a reservatórios fraturados.

¹³ Aquisição, Processamento e análise de dados de sísmica de alta resolução na plataforma continental norte do Rio Grande do Norte: Vale inciso do rio Açu.

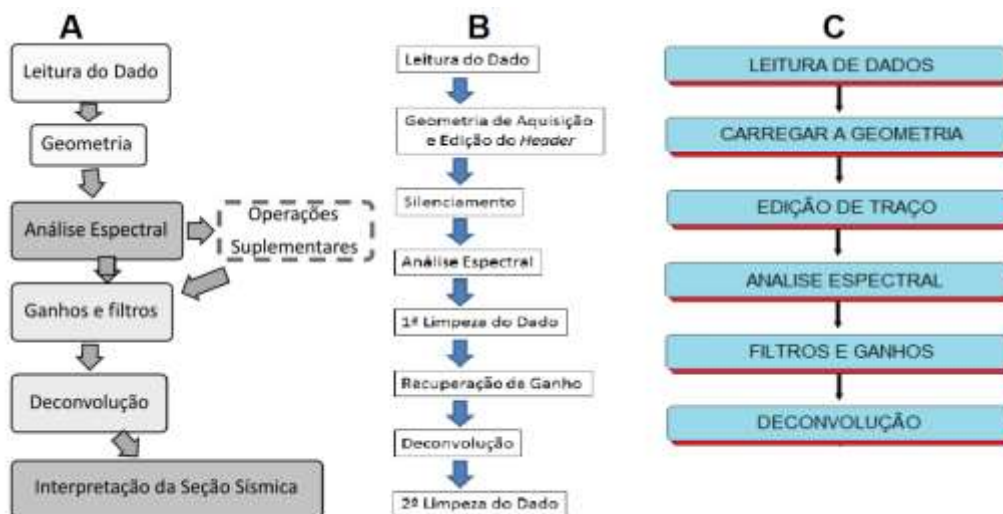
¹⁴ “Fluxo de processamento aplicado a dados de sísmica de alta resolução em ambiente de plataforma continental. Exemplo: Macau-RN”.

¹⁵ “Processamento Aplicado à Sísmica de Alta Resolução. Estudo de Caso: Baía de Guanabara – RJ.”

¹⁶ “Processamento sísmico aplicado a dados de alta resolução para caracterização de feição geológica do fundo oceânico ao largo de cabo frio – RJ”

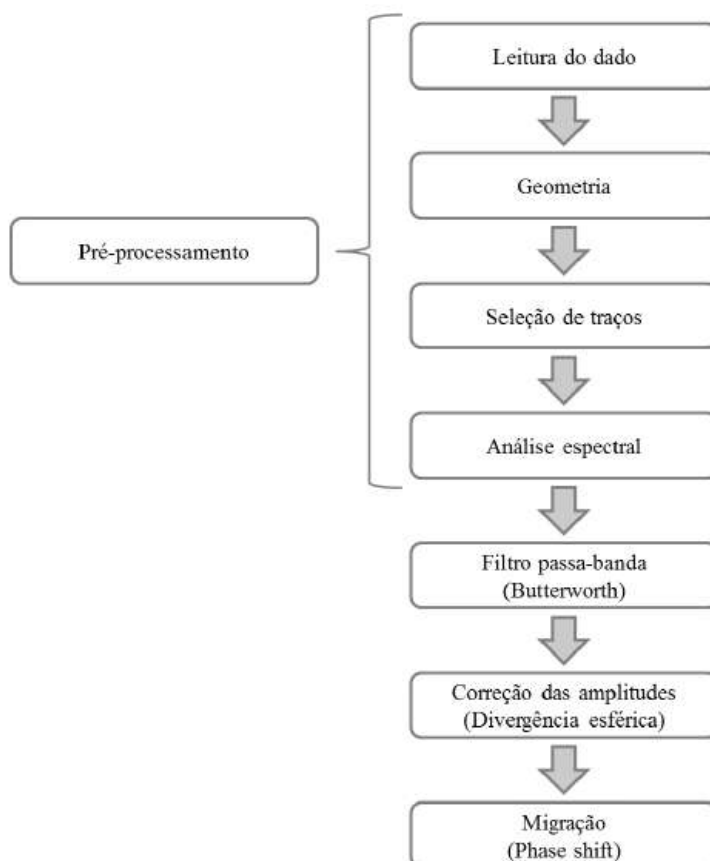
¹⁷ “Processamento de dados sísmicos de Alta Resolução”

Figura 25 – Fluxos de processamento similares.



Fonte: A) Gomes, Vital e Macedo (2011); B) Marino, Santos e Silva, 2012; C) Souza, 2014.

Figura 26 – Fluxo de processamento de alta resolução mais diferenciado.



Fonte: Teixeira, 2013.

5.3.1 Leitura do dado

Nesta etapa os dados brutos são reformatados para um formato que seja aceito pelo programa de processamento. Em Gomes, Vital e Macedo (2011), a leitura do dado consistiu na reformatação dos dados brutos para o formato interno do módulo *2D-Data-Analysis* do *Reflexwin 4.5*. Além do *reflexw*, outros programas podem ser usados para processar os dados, é o caso do *SonarWiz*.

5.3.2 Geometria

De acordo com Souza (2014), a geometria consiste na inserção de informações referentes à aquisição, para fornecer ao programa de processamento parâmetros de entrada. Souza (2014) exemplifica estes parâmetros como o posicionamento de cada fonte e receptor, número de tiros, afastamentos dos tiros e etc. As informações da localização de cada fonte e receptor serão inseridas no cabeçalho dos traços sísmicos, preferencialmente no início do processamento, permitindo que todas as etapas posteriores possam ser realizadas. (GOMES, VITAL e MACEDO, 2011).

Em Marino, Santos e Silva (2012), a primeira correção realizada na etapa de geometria foi a transformação do sistema de coordenadas originais para *Universal Transversa de Mercator* (UTM), e atualização de novos valores nos *headers* dos traços armazenados na base dos dados. Segundo Marino, Santos e Silva (2011) outros valores inseridos nesta etapa foram: identificação sequencial do traço e registro de campo (*Trace Index e Field File*), número da linha (*Source/ Receiver Line*), localização da fonte e do receptor, distância entre traços e elevações (*Source/ Receiver Elevation*). A distância entre os traços, calculada a partir da velocidade média da embarcação, foi estimada em torno de 0,35 m (MARINO, SANTOS e SILVA, 2012) .

5.3.3 Edição do traço

Para Souza (2014), nesta etapa é aplicado o tratamento preliminar nos registros sísmicos, através da análise e eliminação dos traços sísmicos anômalos ou ruidosos, que prejudicam a qualidade da seção sísmica. Nos trabalhos de Marino, Santos e Silva (2012) e Souza (2014), esta edição consistiu no silenciamento ou remoção da coluna d'água, ou seja, remoção dos traços ruidosos encontrados na

camada d' água. Aplicando-se a remoção se ganha em qualidade visual, uma vez que se remove a influência de cardumes, sedimentos e detritos em suspensão, salvo em regiões onde se deseja identificar fenômenos como escapes de gás raso (MARINO, SANTOS e SILVA, 2012).

5.3.4 – Análise espectral

Para Souza (2014), a análise espectral é feita pela Transformada de Fourier (TF), que transforma dados no domínio do tempo para o domínio da frequência e analisa o espectro de frequência e de amplitude que é fornecida através de TF Direta (TFD) (Equação 9).

$$U(\omega, k) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} u(x, t) e^{i(\omega t - kx)} dt dx \quad (\text{TFD}) \quad \text{Eq. 9}$$

Na qual, $U(\omega, k)$ é a Transformada de Fourier do campo no domínio de frequência (ω) e número de onda (k) de $u(x, t)$ que é o campo no domínio do tempo e espaço.

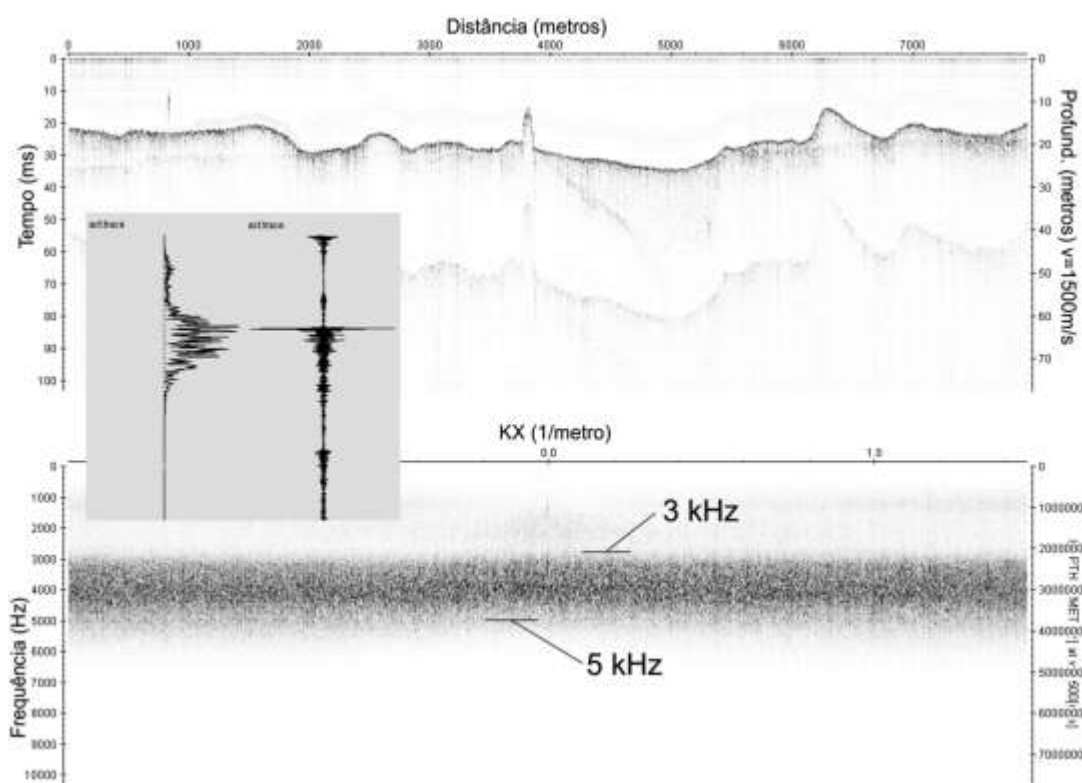
Segundo Gomes, Vital e Macedo (2011), a análise espectral marca o início dos processos voltados para correção das amplitudes no dado sísmico. Além de auxiliar nas correções de amplitude no dado, a análise espectral ajuda na seleção de parâmetros para aplicação de filtros (Figura 27).

De acordo com Souza (2014) esta operação possibilita determinar a banda de frequência que deve ser preservada. Em Souza (2014), as frequências representativas para o sinal de interesse (maiores amplitudes) estão no intervalo entre 4 e 8 kHz. Em Gomes, Vital e Macedo (2011, p. 178):

o espectro de frequências dos traços (Fig. 27) do perfil 16 demonstra uma forte concentração de frequências entre 3 e 5 kHz. Esses valores de frequência que predominam no dado estarão com maiores valores de amplitude (presentes nos refletores). Isso permite identificar parte das anormalidades do dado e tomar por base como parâmetros para se fazer um balanceamento espectral (*spectral whitening*).

Para Souza (2014) as frequências fora desse intervalo de interesse são excluídas por um filtro passa-banda.

Figura 27 – Imagem do espectro de distribuição no domínio FK (Frequência/ nº de onda) mostrando a concentração das amplitudes significativas nas frequências entre 3 e 5 kHz.



Fonte: Gomes, Vital e Macedo (2011).

5.3.5 – Filtros e Ganhos

Souza (2014) destaca a aplicação de filtros e ganhos como sendo de fundamental importância no processamento de dados geofísicos para melhorar a razão sinal/ruído, eliminar alguns dos ruídos e corrigir a atenuação do sinal¹⁸. Para Gomes, Vital e Macedo (2011, p. 178) “a aplicação de filtros e ganhos tem por finalidade a correção da atenuação do sinal e eliminação de alguns dos ruídos, como próprio resíduo dos filtros, ressaltando os eventos de reflexão”.

Geralmente aplica-se o filtro do tipo passa – banda. Souza (2014) explica a utilização deste filtro, afirmando que são necessários quatro valores de frequência: frequência baixa de corte, frequência baixa de passagem, frequência alta de passagem, e frequência alta de corte (Figura 28). Segundo Souza (2014) a escolha de parâmetros para confecção do filtro passa-banda é possível através da análise

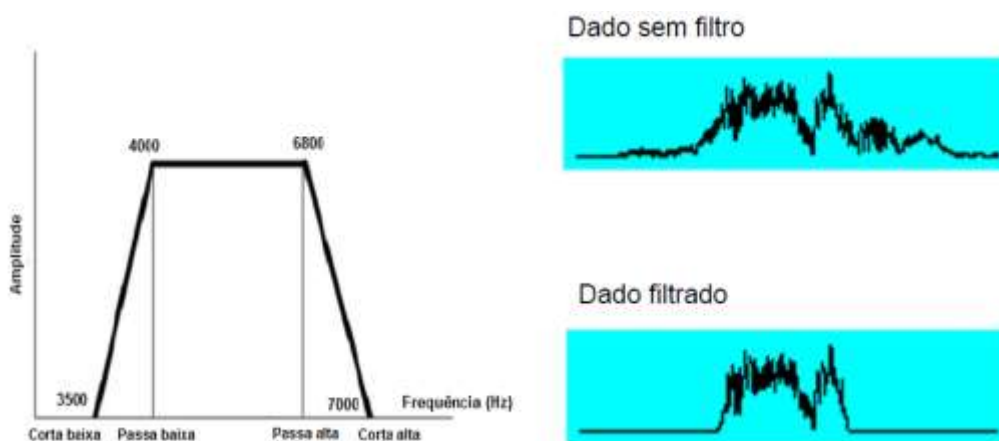
¹⁸ A atenuação do sinal ocorre por espalhamento geométrico, absorção e transmissão.

espectral. Em Gomes (2009) e Gomes, Vital e Macedo (2011) podem ser encontradas mais informações sobre esta etapa.

Segundo Gomes, Vital e Macedo (2011), após testes e comparações, verificou-se a melhor sequência de aplicação dos filtros e ganhos. Iniciou-se pelo filtro de frequência passa-banda, resultando na remoção de frequências indesejadas, redução de ruídos, e permissão para a passagem das frequências dentro da banda especificada.

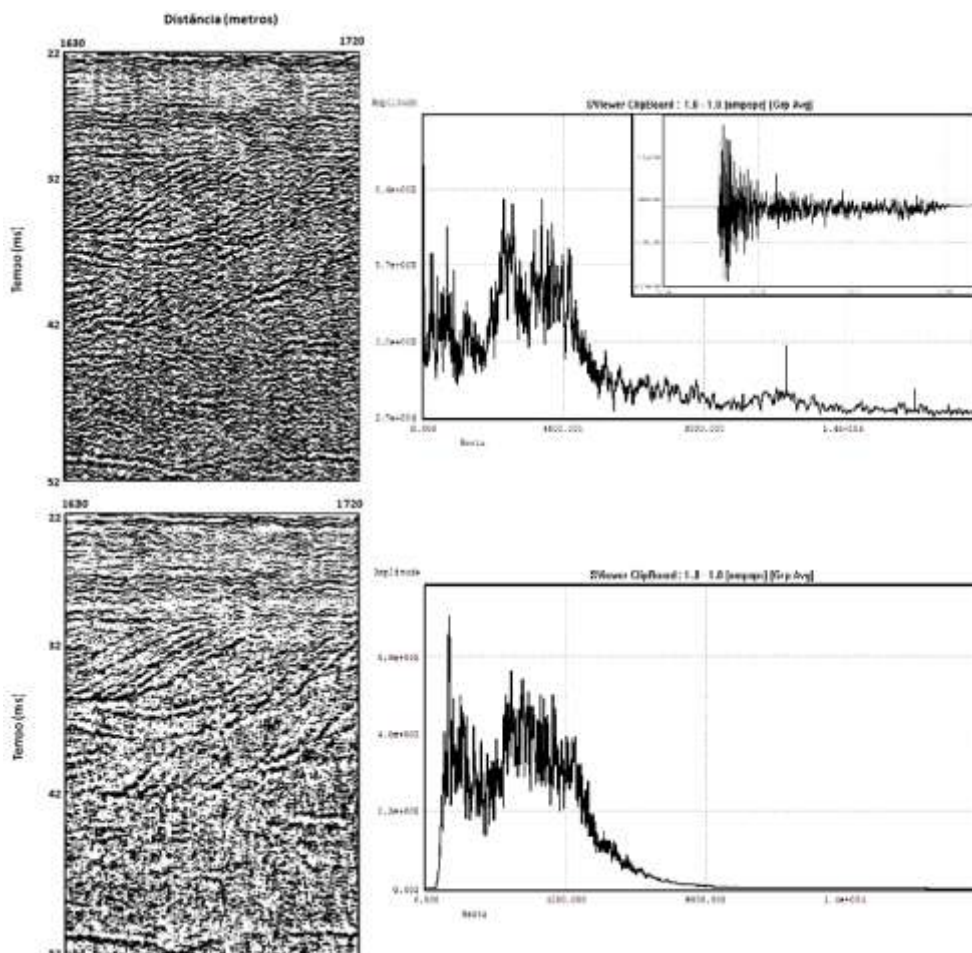
Marino, Santos e Silva (2012) também utilizaram o filtro do tipo passa-banda, desenhado a partir da distribuição de frequências observada na análise espectral. De acordo com Marino, Santos e Silva (2012), para o perfil adquirido, na faixa de 0,5 e 7 kHz encontram-se as maiores concentrações de energia, referentes aos refletores em subsuperfície, ou seja, o sinal coerente. Nas demais faixas de frequências, segundo Marino, Santos e Silva (2012), encontram-se os ruídos aleatórios, instrumentais e ruídos de fundo, porém com menores amplitudes (Figura 29).

Figura 28 – Configuração do filtro passa-banda e espectro de frequência do traço 1 mostrando o antes e depois do filtro.



Fonte: Souza (2014).

Figura 29 – Comparação entre a seção não filtrada e após a aplicação de um filtro passa-banda.



Fonte: Marino, Santos e Silva (2012).

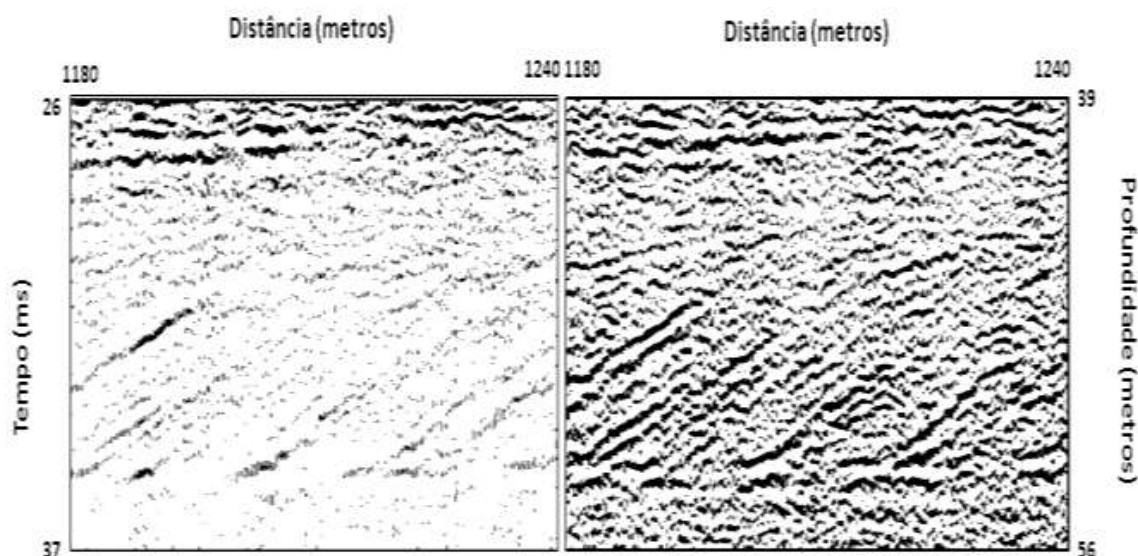
Em relação às operações de ganhos, estas têm a finalidade de solucionar o problema do decaimento da energia com a profundidade e das diferenças laterais de amplitude (GOMES, VITAL e MACEDO, 2011, p. 179).

De acordo com Gomes, Vital e Macedo (2011), pelo menos quatro algoritmos de ganho podem ser aplicados independentemente: AGC (Controle Automático de Ganho), ganho manual no domínio y , compensação da divergência geométrica, função de ganho. Gomes Vital e Macedo (2011) explica cada um dos algoritmos.

No trabalho de Marino, Santos e Silva (2012), além do AGC, a recuperação de ganho é feita através de balanceamento espectral. Há uma comparação entre a seção não balanceada e a balanceada (Figura 30), onde a primeira apresenta variações laterais e rápido decaimento de energia com a profundidade devido a atenuação natural do pulso sísmico, enquanto a seção sísmica após o

balanceamento espectral possui melhor distribuição do seu conteúdo de frequências.

Figura 30 – Comparação entre a seção antes e após o balanceamento espectral. Observa-se o realce nos depósitos com clinofórmias progredientes.



Fonte: Marino, Santos e Silva (2012).

5.3.6 – Deconvolução

Para Souza (2014) a deconvolução é uma das principais etapas do processamento sísmico e tem como principal objetivo aumentar a resolução temporal dos traços sísmicos e atenuar reverberações e múltiplas de curto período.

Souza (2014) explica o modelo convolucional¹⁹, diferencia os tipos de deconvolução (determinística e estatística²⁰), e detalha as etapas da deconvolução preditiva (estatística), que foi usada em seu trabalho.

De forma geral, a deconvolução preditiva é baseada no algoritmo de recursão de Levinson (método do filtro de Wiener) para equação de sistema linear com a estrutura de Toeplitz (SOUZA, 2014).

Para Souza (2014) a partir da deconvolução preditiva é possível a remoção dos efeitos das múltiplas predizendo seus tempos de chegada, baseando-se nos tempos de chegada dos eventos de reflexão primária relacionados.

¹⁹ $x(t) = f(t) * \epsilon(t) + \eta(t)$; modelo no qual o traço sísmico ($x(t)$) é descrito pela convolução da assinatura da fonte (*wavelet*) ($f(t)$), com o coeficiente de reflexão $\epsilon(t)$, mais ruídos $\eta(t)$ (MARINO *et al.*, 2012).

²⁰ Quando assinatura da fonte é conhecida então a solução para o problema da deconvolução é determinístico. E quando o pulso da fonte é desconhecido, o filtro é estimado de modo estatístico (SOUZA, 2014).

Em Marino, Santos e Silva (2012, p.3) “a aplicação da deconvolução preditiva teve como objetivos principais a remoção das múltiplas de fundo e melhoria na resolução vertical dos dados”. Após esta etapa, Marino, Santos e Silva (2012), afirmam que os dados foram novamente filtrados para eliminação de artefatos gerados na compressão do pulso sísmico. Nesta 2ª etapa de filtragem os parâmetros não foram modificados em relação à 1ª limpeza do dado. Marino, Santos e Silva (2012) explicam que assim é feito porque a aplicação do algoritmo de deconvolução preditiva no dado sísmico gera ruídos coerentes de alta frequência, necessitando assim de um filtro passa-baixa.

5.4 Informações fornecidas pela Sísmica de Reflexão

Segundo Silva, Figueiredo Jr. e Brehme (2000), a SR de alta resolução é utilizada para identificação da espessura e geometria dos depósitos. Dias (2000) é mais específico ao afirmar que a sísmica rasa de alta resolução (*boomer*) pode determinar através de perfis verticais, a espessura dos depósitos e a morfologia do substrato rochoso subjacente. Ayres Neto (2000) exemplifica a aplicação do método para localização de corais e de bolsões de gás em subsuperfície, além da cubagem de camadas geológicas. Para Silva (2000), a prospecção de minerais pesados na plataforma continental baseia-se na geofísica, por determinar a espessura sedimentar e visualizar as superfícies de discordância e irregularidades do fundo e subfundo marinho.

Ayres Neto (2000) fornece a melhor caracterização da SR aplicada à pesquisa mineral marinha ao apresentar suas finalidades:

Mapear estruturas subsuperficiais associadas a antigos canais fluviais na plataforma continental; identificar através de eco-caráter diferentes tipos de sedimentos; fornecer informações sobre a disposição estrutural das camadas geológicas abaixo do fundo do mar; mapear em caráter tridimensional estruturas e camadas geológicas de interesse.

5.4.1 Mapeamento de paleoambientes.

Para Suguio (1980, p.465), “a descoberta de províncias metalogenéticas emersas, na planície litorânea, constitui a primeira indicação sobre a possibilidade de existência de depósitos de *placer* submarinos”. Cavalcanti (2011) também

considera que ocorrendo a descoberta de acumulações importantes de *placers* na região litorânea, esta é a primeira indicação da possibilidade de existência de *placers* submarinos. Cavalcanti (2011, p. 39) afirma que:

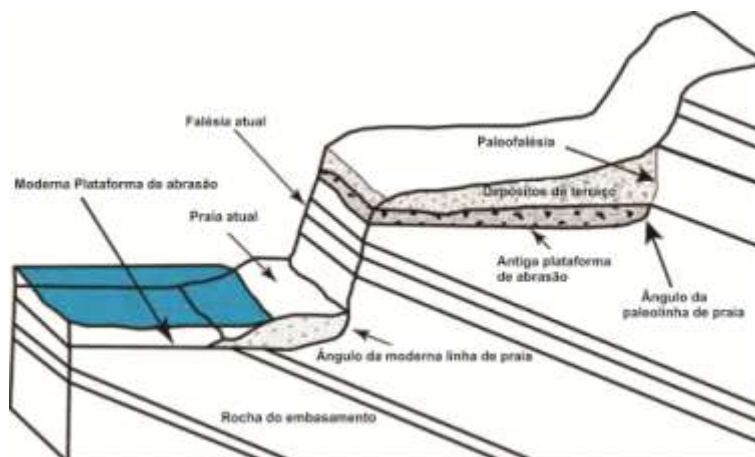
a localização de feições submersas, quais sejam extensões de vales fluviais e praias antigas é considerada como guia para a prospecção de minerais pesados na plataforma continental, cujos melhores prospectos situam-se adjacentes a depósitos emersos já conhecidos.

Cavalcanti (2011, p. 39), no entanto, afirma que nem sempre isso pode ocorrer e exemplifica ao considerar que, “as ocorrências de ilmenita, monazita e zirconita são conhecidas nas faixas emersa e submersa da zona costeira brasileira, mas as ocorrências de diamante, rutilo e ouro só foram identificadas em áreas emersas”. Os antigos ambientes deposicionais são terraços marinhos, paleopraias e paleocanais.

Em relação aos terraços marinhos, estes são importantes elementos geomórficos de áreas costeiras e foram instrumentos para reconstrução da história do nível do mar durante o último período interglacial (BLANCHON E JONES, 1995). Mas, estudos também comprovam os terraços como elementos da topografia submarina (EMERY, 1961; NEWELL, 1961; STANLEY e SWIFT, 1968; ZANKL e SCHROEDER, 1972; SCHWARTZ e LINGBLOOM, 1973; PRATT e DILL, 1974; FOCKE, 1978; TWITCHELL, PAULL e PARSON, 1991; *apud* BLANCHON e JONES, 1995).

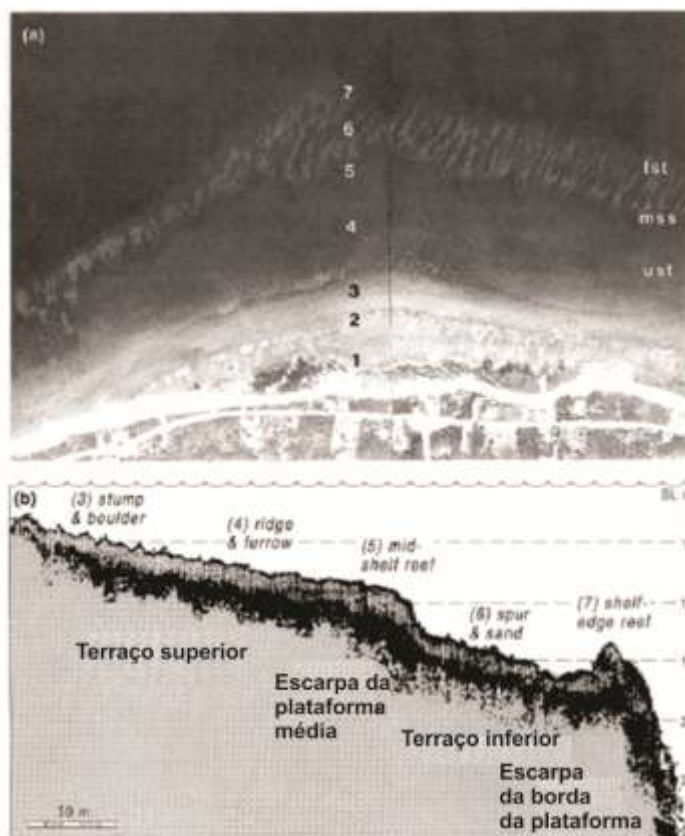
A Figura 31 mostra os terraços marinhos modernos e paleoterraços, além dos depósitos associados aos mesmos. Os terraços submarinos são feições visualizadas pelo método da SR. Na plataforma da Ilha de Grand Cayman, foram observados dois distintos terraços separados por uma escarpa de plataforma média (Figura 32 – b), com base em dados analógicos de SR (*boomer* - 0,5 – 3 kHz, 175 J) de alta resolução realizados perpendiculares à praia (BLANCHON e JONES, 1995) (Figura 33). A profundidade máxima de penetração alcançada abaixo do fundo oceânico foi de 25 m, e a resolução mínima de características individuais nos sedimentos foi de 1.5 m. A interpretação da espessura sedimentar foi baseada na velocidade do som nos sedimentos de tamanho granulométrico correspondente à areias inconsolidados e saturados de água. A velocidade arbitrariamente usada foi de 1.750 m/s, sendo que a média dos valores empíricos varia entre 1.650 e 1.850 m/s (AKAL, 1972; MORTON, 1975; HAMILTON e BACHMAN, 1982 *Apud* BLANCHON e JONES, 1995, p. 4).

Figura 31 – Modernos e paleoterraços marinhos e feições associadas.



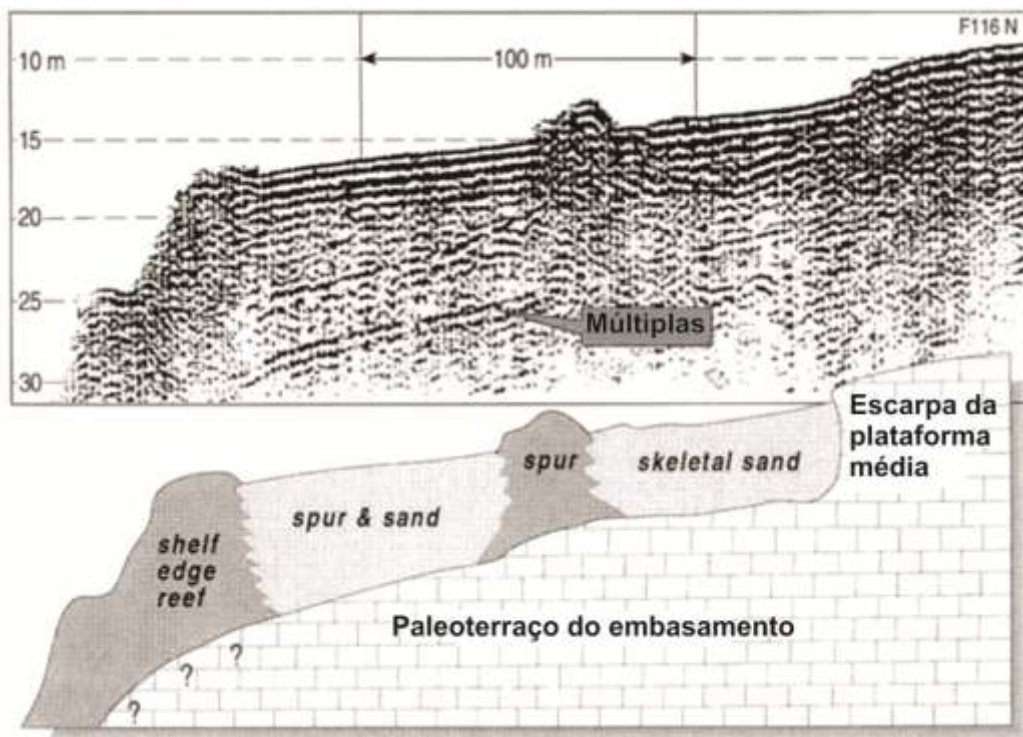
Fonte: Modificado de *Marine Terrace Report* (2013).

Figura 32 – Foto aérea (a) e perfil de ecobatimetria (b) mostrando terraços na plataforma continental de Grand Cayman.



Fonte: Blanchon e Jones (1995).

Figura 33 – Perfil sísmico mostrando o terraço inferior na plataforma continental na parte oeste de *Grand Cayman*, a arquitetura típica de depósitos modernos, e a geometria do terraço do embasamento e da escarpa na plataforma continental média.



Fonte: Blanchon e Jones (1995).

Os terraços podem configurar-se como locais de deposição de minerais pesados. Quando as falésias sofrem o processo de erosão, os minerais pesados tendem a concentrar-se na base dos terraços, por ondas e correntes marinhas, gerando os depósitos de *placer* de praia (Figura 34).

Figura 34 – Falésia marinha em Ponta do Retiro no litoral norte do Rio de Janeiro. Os minerais pesados derivados da erosão dos sedimentos do Grupo Barreiras que formam as falésias, são concentrados na base das falésias por ondas e correntes marinhas, gerando os placers de praia.

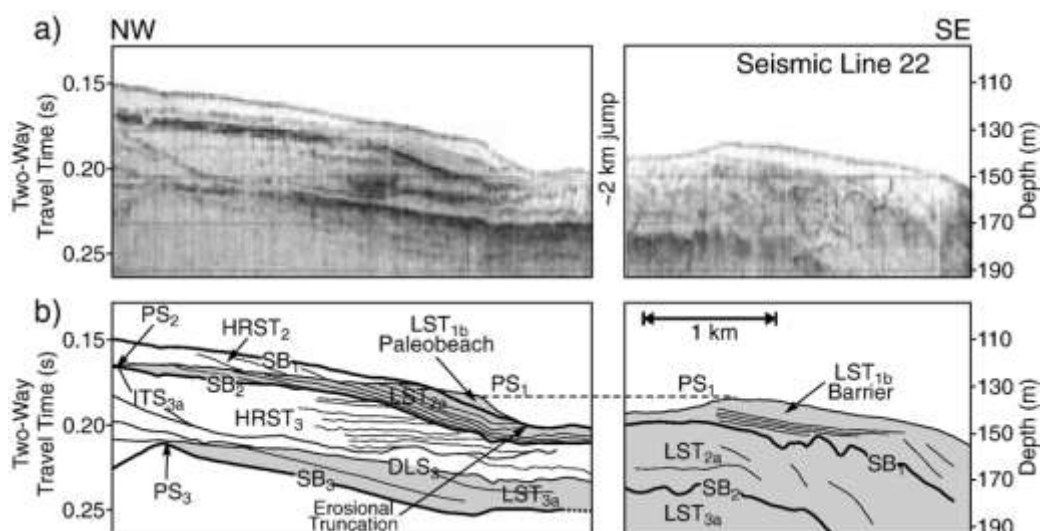


Fonte: Silva (2000).

No sudeste de Oregon (EUA), *placers* marinhos despertavam o interesse de mineradores em 1852, quando as praias atuais eram exploradas para ouro (DREW e LESSARD, 2009). Os depósitos de praias eram pequenos e irregulares e eram facilmente carregados por grandes tempestades que atingiam a costa nos meses de inverno (Hornor, 1918 apud DREW e LESSARD, 2009, p. 115). Em 1920, os depósitos de praia foram guiados por correntes para os terraços originais de paleopraias (PARDEE, 1934, apud DREW e LESSARD, 2009, p. 115). No entanto a exploração de *placers* de terraços não foi bem sucedida, uma vez que os custos de operação e processamento eram maiores do que a mineração nas praias atuais. Entretanto, a *Oregon Resources Corporation* (ORC) está envolvida no desenvolvimento de um novo projeto que permitirá a extração dos depósitos de *placers* em paleopraias do sudoeste do Oregon, de forma eficiente e econômica (DREW e LESSARD, 2009). Com esta exploração, segundo Drew e Lessard (2009), cria-se uma fonte interna adicional de cromita, granada e zircão. A presença de *headland* ao longo de paleolinhas de costa reduziu a energia das correntes e permitiu a remoção preferencial de partículas densas de acordo com a lei de Stokes (PETERSON, KOMAR e SCHEIDEGGER, 1986 apud DREW e LESSARD, 2009, p. 116). Desta forma paleopraias são ambientes importantes para ocorrências de *placers* e podem ser visualizadas na SR. Osterberg (2006) identificou paleopraia na

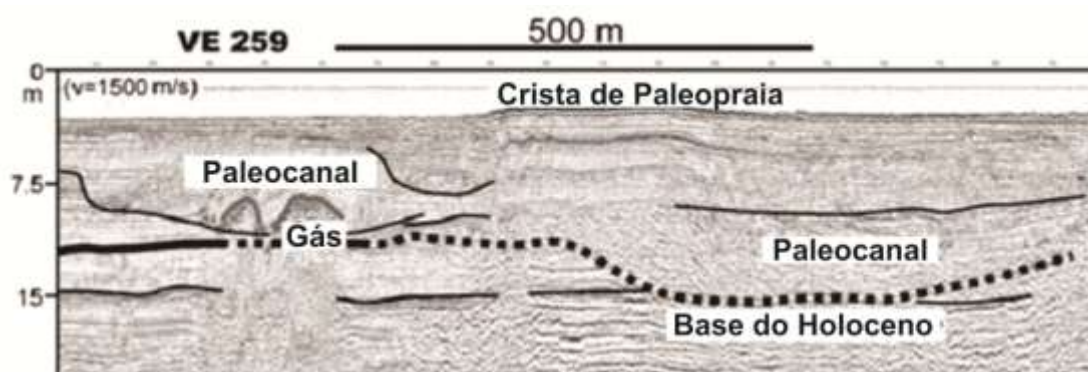
plataforma continental de Otago (Nova Zelândia), a partir de dados sísmicos de alta resolução (Figura 35). Na laguna de Venice (Itália), foram identificados paleocanais, gás e cristas de paleopraias, com base em levantamentos de VHSR (*very high seismic resolution*) (RIZZETO et al, 2009) (Figura 36).

Figura 35 – Paleopraia na margem continental de Otago, Ilha Sul (Nova Zelândia).



Fonte: Osterberg (2006).

Figura 36 – Seção sísmica de um canal complexo, subjacente à crista de uma paleopraia.



Fonte: Rizzetto et al (2009).

Os paleocanais são também locais favoráveis a ocorrência de *placers*. O mapeamento de estruturas associadas a antigos canais fluviais, ou paleocanais, é importante por estes terem sido ambiente de transporte e deposição de sedimentos no passado. Ayres Neto (2000) afirma que a sísmica de alta resolução é a principal ferramenta para mapeamento dessas feições.

Atualmente os *placers* podem ocorrer em ambientes associados a canais fluviais. Assim, depósitos antigos soterrados também se tornam importantes alvos de exploração, tais como os recentes. Segundo Weschenfelder, Corrêa e Aliotta (2005), o mapeamento de paleovales e paleocanais permite que antigos sistemas de drenagens sejam reconstruídos e, quase sempre, vinculados aos sistemas atuais.

Não somente *placers* de minerais pesados ocorrem associados a paleocanais afogados pelos eventos de elevação do nível do mar. O mesmo acontece com os depósitos de granulados litoclásticos na plataforma continental. Silva, Figueiredo Jr. e Brehme (2000, p. 322) explicam este processo:

Devido à competência do fluxo fluvial, os canais tendem a ser preenchidos por cascalho na sua base, passando a sedimentos de menor granulometria para o topo. Com a subida do nível do mar, estes paleocanais podem ser parcialmente preenchidos por sedimentos do lençol arenoso transgressivo, porém, alguns não são totalmente preenchidos e ainda apresentam alguma expressão topográfica negativa.

Assim, a identificação de paleocanais é de grande valia para a prospecção mineral. Weschenfelder et al (2010, p. 14) caracteriza a morfologia dos paleocanais na SR:

em registros sísmicos de alta resolução, a configuração morfológica característica de paleo - canais é reconhecida através da ocorrência de fácies sísmicas preenchendo um relevo fortemente rebaixado e “escavado” na superfície topográfica original. A superfície basal dos paleo canais é marcada pelo truncamento dos refletores sísmicos do pacote sedimentar sotoposto, que é a superfície que marca o limite entre as sequências sismo-deposicionais.

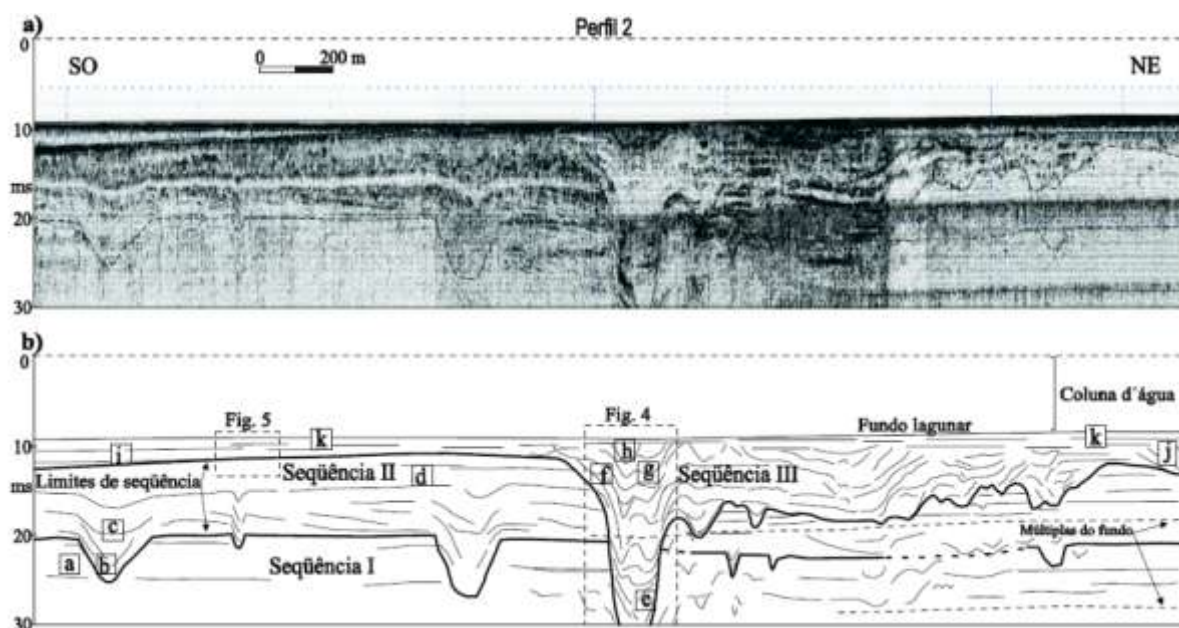
A confirmação de um vale inciso pode ser feita através da identificação das discordâncias erosivas (SCHWARZER et al, 2006; VITAL et al, 2008, 2010; GOMES, VITAL e MACEDO, 2011). Gomes, Vital e Macedo (2011, p. 183) explicam o papel da perfilagem sísmica na identificação dessas feições:

a estimativa total de erosão, assim como fases de erosão, disparidades entre fácies entre o preenchimento e a borda do canal, e diferenças no interior do canal, assim como feições geomorfológicas fluviais, podem ser quantificadas e interpretadas através da perfilagem sísmica. A busca por evidências, que corroborem com a descrição da gênese do paleovale, podem correlacionar a feição com variações eustáticas e/ou neotectônica.

Exemplos do uso do método da SR para mapeamento de paleocanais podem ser encontrados Weschenfelder, Corrêa e Aliotta (2005), Monteiro (2010) e Camargo (2012).

Weschenfelder, Corrêa e Aliotta (2005) usaram a sísmica de alta resolução para identificação de elementos arquiteturais na Lagoa dos Patos (RS), como paleocanais (Figura 37), utilizando o perfilador de subsuperfície *GeoAcoustics*, sistema analógico e digital, que pode operar no intervalo de frequência de 2 a 12 kHz. O sistema de aquisição era composto, por um transmissor, receptor, transdutor de quatro elementos (impressora, unidade de processamento e unidade digital com software de aquisição). A frequência de 3,5 kHz, a potência de 5 kW e o intervalo de disparo de 125 ms, foram escolhidos depois de testes para definição dos parâmetros de aquisição.

Figura 37 – a) registro sísmico original; b) perfil interpretado identificando elementos do paleocanal.

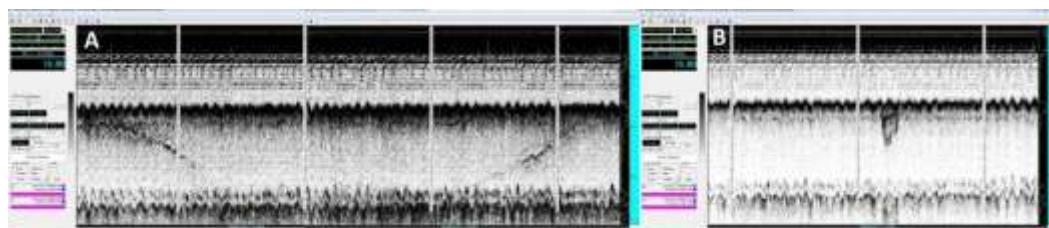


Fonte: Weschenfelder, Corrêa e Aliotta (2005)

Camargo (2012) fez uma análise da distribuição dos sedimentos superficiais e sua possível correlação com paleocanais na plataforma continental interna do Rio Grande Sul através de dados granulométricos e perfis sísmicos e (Figuras 38 e 39), utilizando o perfilador de subsuperfície *Bathy 2010P™ CHIRP Sub Bottom Profiler and Bathymetric Echo Sounder*, com frequência de 3,5 kHz. De acordo com o

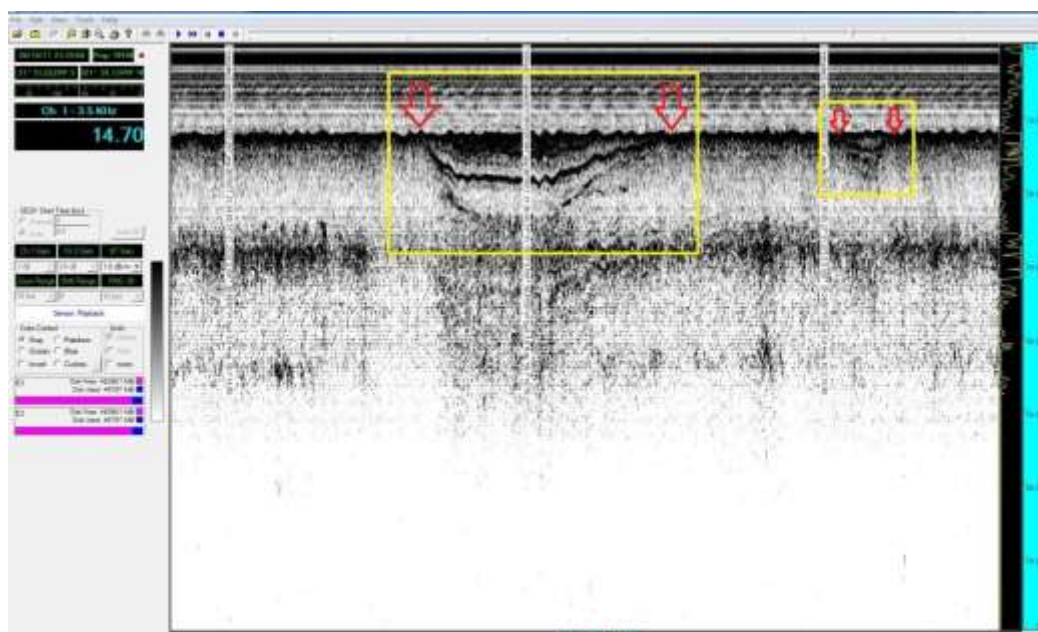
mesmo autor, os canais variam em largura e profundidade do talvegue²¹, conforme vão se distanciando da costa. O maior canal (Figura 38 – A) possui 1.331,5 m de largura e profundidades de tavelgues > 19 m. O menor canal apresenta largura de 41.5 m. As profundidades médias dos tavelgues são de aproximadamente 7.4 m.

Figura 38 – Registro sísmico do maior (A) e do menor (B) canal, identificados na plataforma continental interna do Rio Grande do Sul.



Fonte: Camargo (2012).

Figura 39 – Registro sísmico bruto de dois paleocanais (amarelo) identificados durante a expedição REPLAC 2011. As setas vermelhas indicam as bordas dos canais.



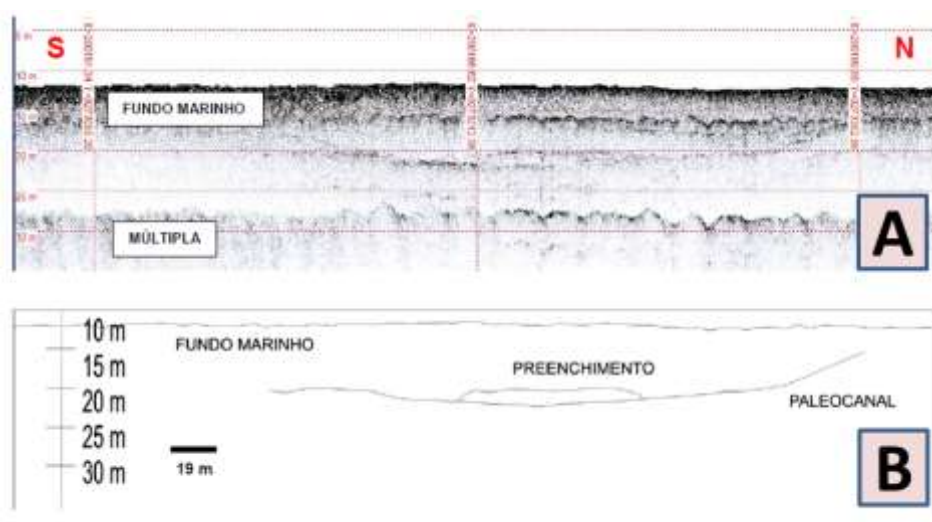
Fonte: Camargo (2012).

Monteiro (2010) utilizou entre outros métodos de investigação do subfundo, a sísmica de alta resolução para a localização de granulados biodetríticos e paleocanais na plataforma continental da Paraíba. Segundo Monteiro (2010), foi possível a individualização de alguns paleocanais, inclusive com um refletor mais

²¹ Corresponde à distância entre a superfície e o ponto mais fundo encontrado no canal (CAMARGO, 2012)

superficial, que pode ser um depósito de cascalho. De acordo com Monteiro (2010), um dos paleocanais possui 228 m, localiza-se por volta de 15 m abaixo do fundo e preenchimento é notório (Figura 40). Neste estudo foi usado o sistema *chirp*, com taxa de repetição dos pulsos de 125 ms e a duração do pulso foi de 10 ms.

Figura 40 – A) Perfil sísmico; B) interpretação do registro sísmico.



Fonte: Monteiro (2010).

5.4.2 Distinção dos sedimentos e das camadas

A identificação e distinção de diferentes tipos de sedimentos são possíveis através da SR por causa dos ecocaráter dos sedimentos. O ecocaráter pode ser relacionado aos processos sedimentares. Damuth e Hayes (1977) fizeram uma análise dos ecocaráter de alta frequência (3,5 – 12 kHz) registrados a partir da margem continental leste brasileira, entre 8°S e 30°S e sua relação com os processos sedimentares (deposição e erosão).

O padrão do eco é resultado da interação entre o fundo oceânico e o pulso da energia usada como fonte. Segundo Flood (1980 apud Quaresma *et al.*, 2000, p.203):

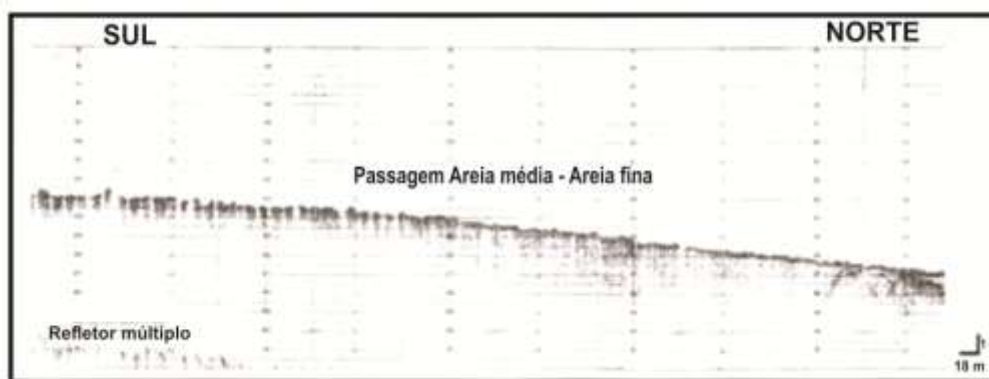
o retorno do eco é afetado pelo tipo de sedimento e suas camadas (coeficiente de reflexão, espessura das camadas, interferência entre as camadas, reflexões internas múltiplas, etc.) e pelas suas estruturas e topografias (difrações, extensão das camadas, variação lateral no espaçamento das camadas, etc.)

Através do ecocaráter é possível inferir sobre a granulometria do sedimento. Sedimentos grosseiros propiciam o aumento da energia refletida em relação aos sedimentos finos. É possível marcar a mudança do tipo de sedimento baseada neste

critério. No entanto deve-se ressaltar que no final o que será válido será o resultado relativo das energias refletidas, assim áreas com granulometrias diferentes podem ter o mesmo padrão de eco (AYRES NETO, 2000).

Desta forma, Quaresma, Dias e Baptista Neto (2000), correlacionam dados de perfiladores de subfundo de 3,5 kHz com dados de sonar de varredura lateral para caracterização da distribuição de sedimentos de fundo na Baía de Guanabara. Um dos parâmetros avaliados, a transição de textura dos sedimentos no subfundo (Figura 41), foi possível devido ao ecocaráter da areia (descontínuo e pouca penetração) e pela diferença de granulometria da mesma.

Figura 41 – Perfil de 3,5 kHz evidenciando a passagem de areia média para areia fina e muito fina.

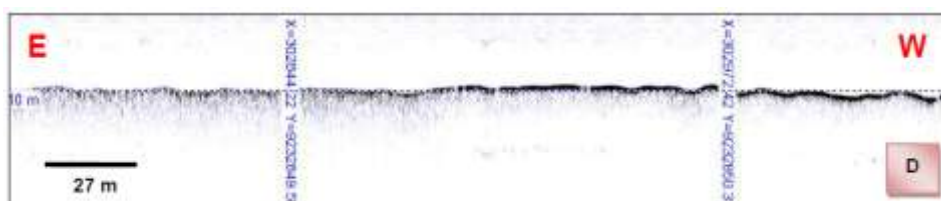


Fonte: Quaresma, Dias e Baptista Neto (2000).

Monteiro (2010) também mostra a transição entre sedimentos grosseiros e finos e caracteriza esta área transicional (Figura 42):

as porções com ecos contínuos, textura homogênea, pouca penetração do sinal acústico, linha do fundo oceânico bem marcada e sem refletores subjacentes são típicas de plataforma continental com sedimentos consolidados. Já as partes de sedimentos inconsolidados sugerem a existência de materiais de granulometria média a grossa.

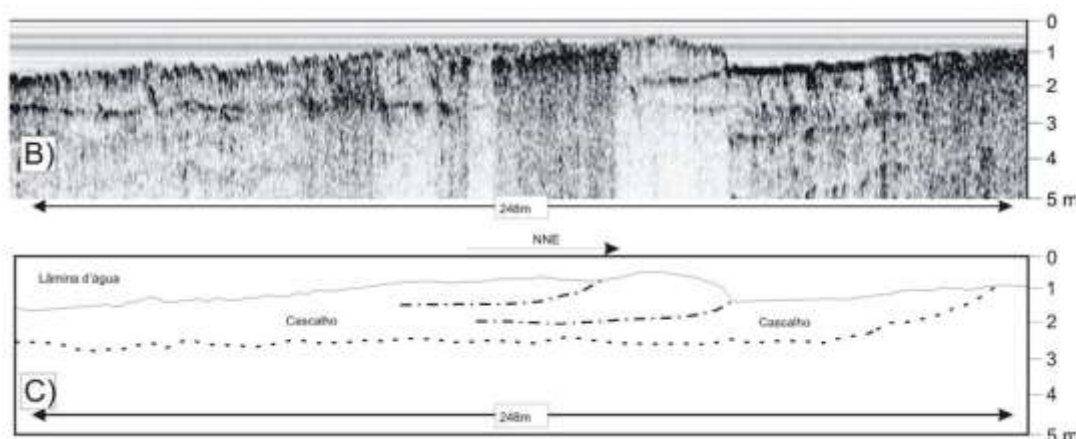
Figura 42 – Registro sísmico evidenciando a transição de textura sedimentar.



Fonte: Monteiro (2010).

A granulometria a partir de ecocaráter é de grande valia na identificação de depósitos de granulados litoclásticos, especialmente areia e cascalho. No caso do último, pode ainda estar relacionado a depósitos diamantíferos. Araújo et al (2011) utilizaram o *chirp* (2 – 15 kHz) e o sonar de varredura lateral para a identificação de fácies arquiteturais diamantíferos no Rio Araguaia, entre as cidades de Baliza e Barra dos Garças (MT). O *chirp* permitiu a penetração de até 4 m em camadas de areia, com uma resolução de cerca de 10 cm. Embora o ambiente não seja marinho, este exemplo é importante para visualizar os resultados satisfatórios para a detecção das camadas de cascalho (Figura 43).

Figura 43 – B) Imagem obtida pelo perfilador de subfundo; C) Interpretação destacando as camadas de cascalho.

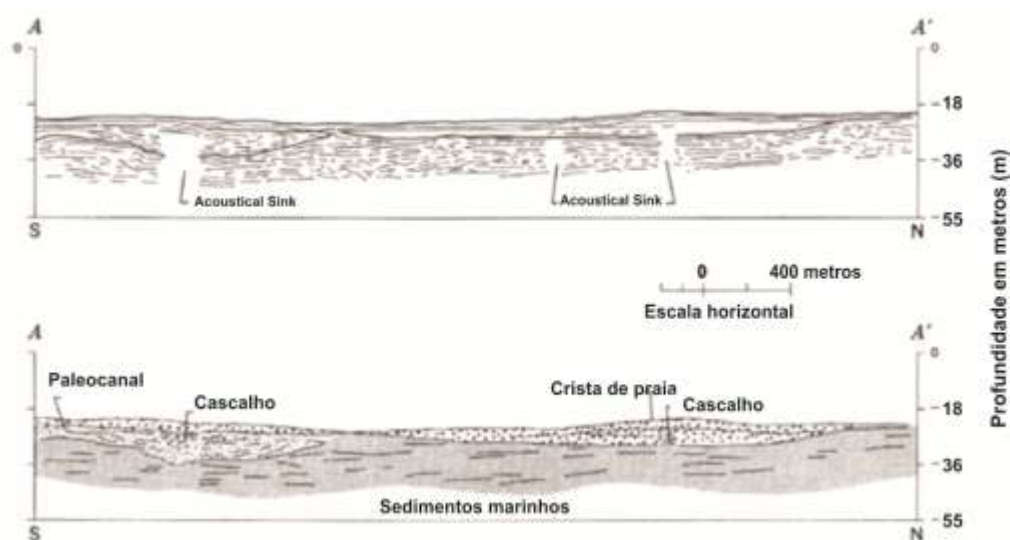


Fonte: Araújo et al (2011).

Esta relação é válida para outros tipos de *placers* de minerais pesados. Como depósitos de minerais pesados, especialmente ouro, são concentrados em grãos grossos e depósitos de praias, uma feição que auxilia na identificação desses depósitos foi denominada por Tagg e Greene (1973) de *acoustical sink*. Esta feição corresponderia ao recebimento de onde um sinal sísmico fraco. A principal característica desta feição é a opacidade acústica que significa que a maioria da energia sísmica é absorvida ou difundida e pouco ou nenhum sinal retorna a superfície. *Acoustical sink* são interpretados por Tagg e Greene (1973) como resultado da difração da energia sísmica por cascalhos associados em paleocanais e cristas de praias, daí sua importância para a identificação dos minerais pesados (Figura 44).

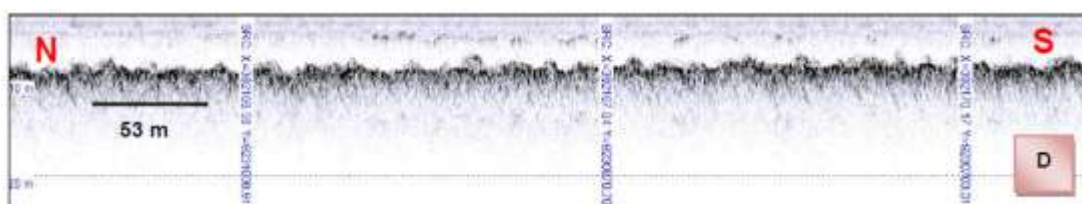
Além dos depósitos diamantíferos, areias e cascalhos podem estar associados a depósitos biodetríticos. O ecocaráter registrado em uma determinada área do levantamento realizado por Monteiro (2010) permitiu classificar a superfície marinha como incoesa (Figura 45). Segundo Monteiro (2010) a dispersão do sinal não permite visualizar os refletores internos, o que pode estar relacionado à presença de sedimentos grossos.

Figura 44 – Linha sísmica Interpretada (A-A') cruzando um paleocanal, crista de praia e *acoustical sink*.



Fonte: Tagg e Greene (1973).

Figura 45 – Perfil sísmico registrado em uma possível área carbonática.

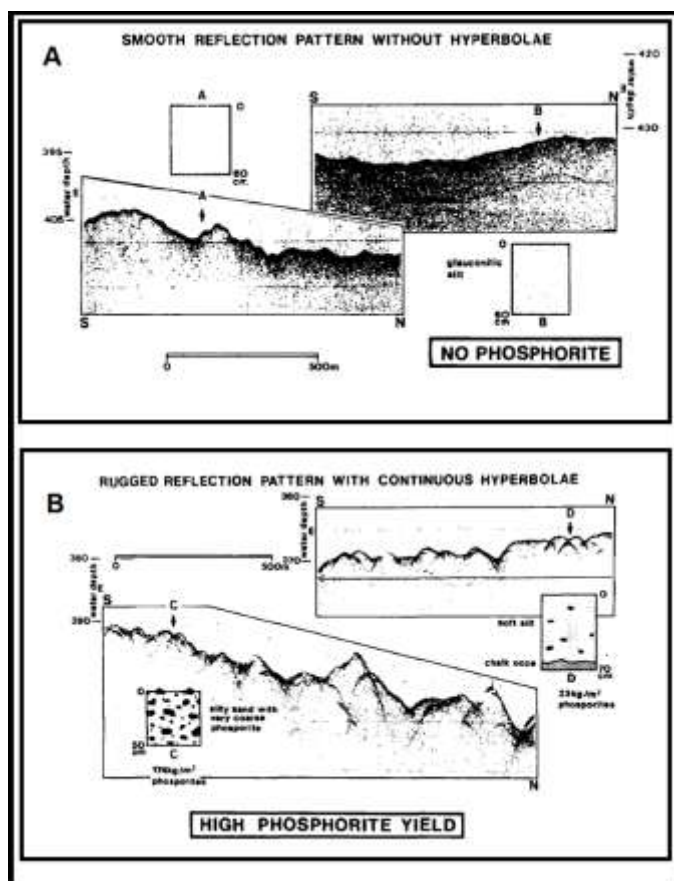


Fonte: Monteiro (2010).

As fosforitas também apresentam um padrão de reflexão que permite sua identificação por meio da SR, Kuzendorf (1986) mostra um padrão de reflexão típico da presença e ausência de fosforitas, em seções sísmicas obtidas a partir do *boomer*. A ausência de concreções de fosforitas na camada de sedimento se caracteriza por fácies lisas, sem hipérbolos de pequena escala, bem como a

presença de fosforitas pode estar associada às fácies acidentadas com hipérbolas em pequena escala (Figura 46).

Figura 46 – Padrões de reflexão característicos da presença e ausência de fosforitas marinhas.

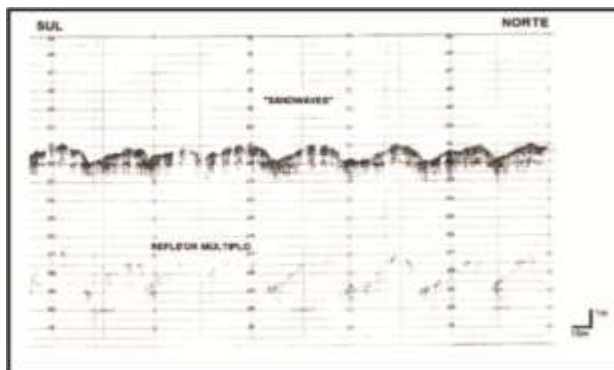


Fonte: Modificado de Kuzendorf (1986).

A topografia ou microtopografia é uma característica que afeta o ecocaráter. Ela é responsável pela dispersão da energia acústica e aumento da energia refletida (AYRES NETO, 2000). Exemplos usados por Ayres Neto (2000) são as ondas de areia ou *sandwaves*. As mesmas causam um aumento de energia refletida em um flanco e dispersão em outro flanco. Os *placers* de minerais pesados se desenvolvem nos vales das *sandwaves*, uma vez que esses tipos de depósitos ocorrem em dunas eólicas. Em uma mina localizada no município de Mataraca (PB), minerais pesados são prospectados nas areias das dunas (SOUZA, 2008).

Quaresma, Dias e Baptista Neto (2000), visualizaram *sandwaves* em registro de 3,5 kHz, sem grande penetração, por causa justamente da presença das ondas de areia (Figura 47).

Figura 47 – Sandwaves registradas em perfis sísmicos de 3,5 kHz.



Fonte: Quaresma, Dias e Baptista Neto (2000).

O quadro 9 apresenta uma síntese da penetração e do padrão do eco em alguns tipos de sedimentos. Este quadro foi construído com base em Quaresma, Dias e Baptista Neto (2000), Monteiro (2010), Kuzendorf (1986) e Tagg e Greene (1973). No entanto, Monteiro (2010) destaca o fato de não existir um padrão estabelecido para classificação dos tipos de ecos, dificultando assim a correlação de resultados de diferentes trabalhos.

Quadro 9 – Relação entre o tipo de sedimento, a penetração e o padrão do eco.

Tipo de sedimento	Penetração	Padrão do Eco
Sedimentos arenosos e grosseiros (areia e cascalho) que podem conter minerais pesados.	Pouca penetração. Geralmente não é possível observar os refletores e o embasamento acústico.	Eco descontínuo, e linha de fundo nem sempre é bem definida. No caso de sedimentos arenosos, a seção sísmica pode apresentar <i>sandwaves</i> . <i>Acoustic sink</i>
Sedimentos lamosos.	Boa penetração. Geralmente é possível observar refletores do subfundo e o embasamento acústico. Equipamentos de frequências elevadas (3,5 – 12 kHz), em condições ideais, podem penetrar até 20 m.	Eco contínuo e a linha do fundo é bem definida.
Sedimentos lamosos com prováveis altos teores de matéria orgânica, que resulta na liberação e presença de gás.	Boa penetração, no entanto, pode ocorrer o mascaramento de refletores do subfundo, devido a forte refletividade.	Eco com anomalias acústicas de fortes refletividades provenientes da presença de gás.
Sedimentos grosseiros com bioclastos.	Pouca penetração. Geralmente não é possível observar refletores internos e nem o embasamento acústico.	Eco descontínuo caracterizando uma superfície incoesa.
Sedimentos com concreções de fosforitas.	Pouca penetração	Presença de hipérbolos de pequena escala e fácies de reflexão acidentadas.

Fonte: Autora.

5.4.3 Falhas

Falhas são estruturas favoráveis a depósitos minerais, especialmente de *placers*, pois, mineralizações podem ocorrer nos planos de falhas (TAGG e GREENE, 1973). Tagg e Greene (1973) levantam a possibilidade das falhas elevarem a rocha do embasamento onde sua superfície possa criar barreiras naturais para a captura de minerais pesados.

Patyk – Kara (2003) investigou *paleoplacers* submarinos na plataforma continental de Eterikan Strait (norte das Ilhas da Nova Sibéria). De acordo com o mesmo autor, os maiores *paleoplacers* estão localizados em trapas estruturais e sedimentares controladas por falhas ativas.

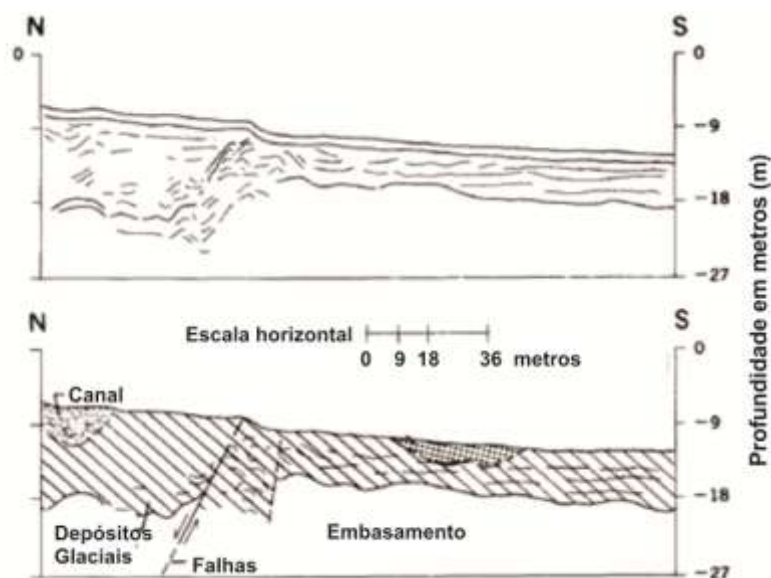
Segundo Garnett e Bassett (2005), falhas podem expor fontes, influenciar na modificação dos padrões de drenagem, oferecer um local para desenvolvimento de *placer* em grabens, e ainda expor *placers* marinhos. Newton e Romeo (2006) analisaram a geologia do depósito de areia de minerais pesados de *Old Hickori*, Virgínia (EUA). Este depósito é uma das várias ocorrências de areia com minerais pesados ao longo da “Zona de Queda”, que se estende do SE da Virgínia a parte central da Carolina do Norte. Esses depósitos foram formados por processos marinhos, provavelmente na interseção de linhas de costa e dos grandes paleorios, durante múltiplos eventos transgressivos e regressivos que talvez tenham ocorrido do Cretáceo ao Terciário. Segundo Newton e Romeo (2006), incomum para depósitos de minerais pesados, *Old Hickori* experimentou falhas generalizados que se estenderam antes e depois da deposição mineral. Cristas foram elevadas, que tem alto grau de minerais pesados nos seus flancos e nas calhas interferentes. Desta forma, para Newton e Romeo (2006), cristas e depressões estruturais podem ter agido como trapas e barreiras costeiras, localizando a deposição mineral.

Várias falhas são mostradas nos perfis sísmicos de Tagg e Grene (1973). Uma das falhas desloca a rocha do embasamento e os sedimentos sobrejacentes (Figura 48).

A caracterização de falhas nas seções sísmicas é feita com base em algumas evidências. Segundo Telford, Geldart e Sheriff (1990), difrações e mudanças na inclinação das reflexões em ambos os lados do traço de falha são evidências comuns de falhas. Sheriff e Geldart (1995) destacam que algumas mudanças de inclinação são reais, envolvendo uma desprezível rotação ao longo do plano de

falhas. No entanto, essas mudanças de inclinação podem ser causadas por mudanças na trajetória do raio (refração) ao passar pelo plano de falha. Outras evidências de falhas são as terminações dos eventos e afastamento das reflexões (e zonas não reflexivas) através das falhas.

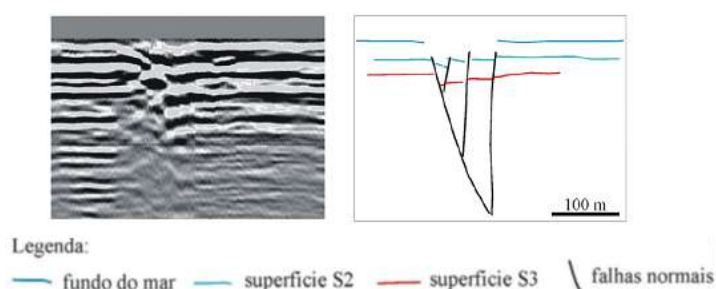
Figura 48 – Desenho e interpretação geológica de um perfil sísmico evidenciando falhas no embasamento.



Fonte: Tagg e Greene (1973).

Tomaz (2005) observou falhas afetando unidades sísmicas (Quaternário) na plataforma continental da bacia de Campos (Figura 49).

Figura 49 – Falha em flor afetando refletores S1 e S2 no topo da seção sísmica interpretada.



Fonte: Tomaz (2005).

5.4.4 – Mudanças no nível do mar e sismoestratigrafia

As mudanças no nível do mar são um dos eventos que iniciam a formação de depósitos de *placers* (GARNETT e BASSETT, 2005). A queda do nível do mar reduz o nível de base de rios costeiros. O mar regride, retira-se da plataforma continental

preservando as praias, e muda o comprimento e o gradiente dos rios que com renovada energia, tornam-se incisivos. O reverso, ou transgressão marinha reduz a capacidade de transporte dos sedimentos e áreas costeiras são inundadas. *Placers* fluviais e costeiros e outros existentes são retrabalhados e afogados. De acordo com Sheriff e Geldart (1995), o aumento relativo do nível do mar pode ser produzido por qualquer aumento absoluto no nível do mar ou por subsidência do continente.

A sismoestratigrafia é uma ferramenta importante para auxiliar na identificação dessas variações de comportamento no nível do mar, bem como de muitos aspectos relacionados com o ambiente deposicional em várias dimensões, desde um simples padrão de estratificação até as variações glacio-eustáticas contemporâneas à deposição.

Sheriff e Geldart (1995) definem a sismoestratigrafia, estratigrafia sísmica ou análise de sismofácies como a extração de informações não estruturais a partir do dado sísmico. Fácies refere-se à soma total que caracterizam o ambiente deposicional do sedimento (SHERIFF e GELDART, 1995). De acordo com Sheriff e Geldart (1995), a sismoestratigrafia está dividida em várias partes: análise de sequências sísmicas, separando unidades de tempo não-deposicionais baseadas na detecção de inconformidades ou mudanças nos padrões sísmicos; análise de fácies sísmicas, determinando o ambiente deposicional a partir das características das reflexões sísmicas; análise do caráter da reflexão, examinando a variação lateral de eventos individuais de reflexão, ou séries de eventos, para localizar onde mudanças estratigráficas ocorrem e identificar sua natureza; neste caso, a principal ferramenta para isto é o modelamento de sismogramas sintéticos e perfilagem sísmica de poço; detecção de indicadores de hidrocarbonetos.

Para Sheriff e Geldart (1995), as sismo-fácies dizem respeito às características que fazem um grupo de reflexões parecer diferente das reflexões adjacentes; inferências sobre como o ambiente deposicional são desenhados a partir das fácies sísmicas. As classificações das fácies são muitas vezes baseadas nas terminações e nas características das reflexões (abundância, continuidade, amplitude, coerência das amplitudes), padrões estratigráficos e formas externas das sequências (quadro 10).

Sheriff e Geldart (1995) caracterizam feições na SR que fornecem informações sobre as mudanças no nível do mar. A principal evidência no dado sísmico para o aumento no nível do mar, citada por Sheriff e Geldart (1995), é o

padrão de *onlap* costeiro, as progressivas terminações das reflexões na direção do continente. Enquanto que o aumento do nível do mar é usualmente associado com a transgressão²² acima de uma inconformidade (Figura 50 – A), ele também pode ser associado com a regressão costeira²³ (Figura 50 – B) desde que o influxo de sedimentos terrígenos seja suficientemente maior. O *onlap* costeiro é visto em ambas as situações. Em relação à estacionariedade do nível do mar, a principal evidência é o *toplap* (Figura 50 – C). No que concerne à queda do nível do mar (Figura 50 – D e E), esta exporia previamente os sedimentos depositados à erosão, então o truncamento erosional é a principal evidência para o fenômeno. Para Sheriff e Geldart (1995), onde pacotes de sedimentos são suficientemente espessos e o ruído suficientemente baixo, reflexões mostrando essas características podem ser visualizadas na SR e usadas para determinar as mudanças no nível do mar.

Quadro 10: Parâmetros de reflexão sísmica usados em sismoestratigrafia e seus significados geológicos.

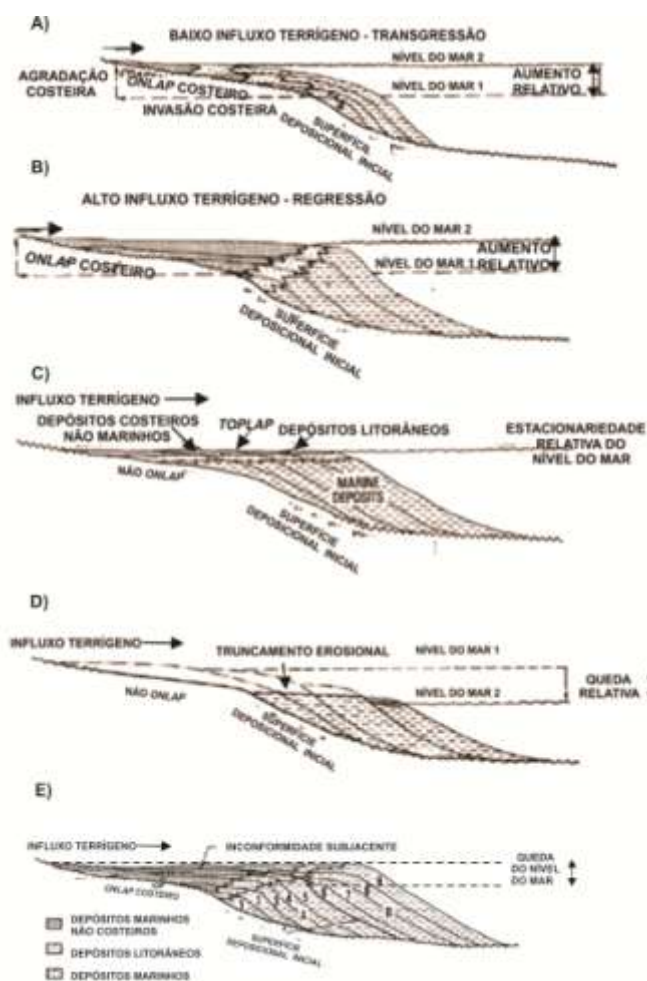
Parâmetro das fácies sísmicas	Interpretação Geológica
Configuração das reflexões	<ul style="list-style-type: none"> • Padrão de estratificação • Processo deposicional • Erosão e paleotopografia • Contato de fluidos
Continuidade das reflexões	<ul style="list-style-type: none"> • Continuidade dos estratos • Processo deposicional
Amplitude das reflexões	<ul style="list-style-type: none"> • Contraste de velocidade/densidade • Espaçamento dos estratos • Conteúdo do fluido
Frequência das reflexões	<ul style="list-style-type: none"> • Espessura dos estratos • Conteúdo fluido
Velocidade Intervalar	<ul style="list-style-type: none"> • Estimativa de litologia • Estimativa de porosidade • Conteúdo fluido
Forma externa e associação real das fácies sísmicas	<ul style="list-style-type: none"> • Ambiente deposicional • Fonte sedimentar • Sítio geológico

Fonte: Modificado de Mitchum Jr. et al (1977) apud Severiano Ribeiro (2007).

²² Movimento da linha de costa em direção ao continente.

²³ Movimento da linha de costa em direção ao oceano.

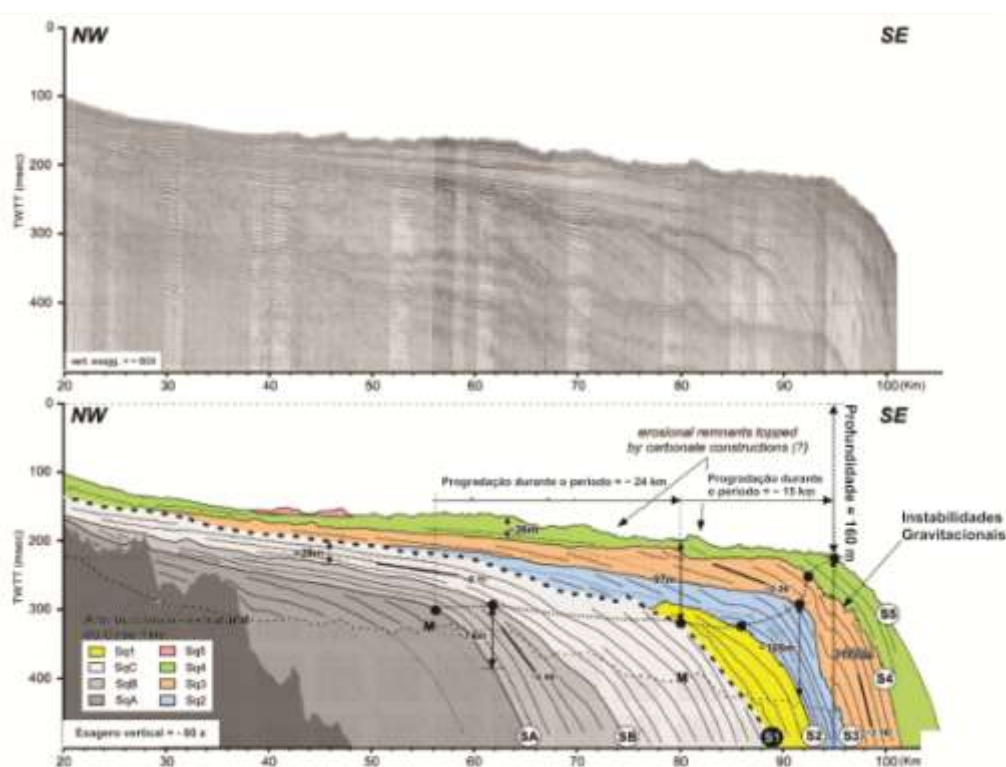
Figura 50 – A) Regressão e *onlap* costeiro durante aumento do nível do mar; B) Regressão e *onlap* costeiro durante aumento do nível do mar; C) Toplap costeiro indica nível do mar estacionário; D) A queda gradual do nível do mar produz um deslocamento para baixo nos padrões mais os topos dos padrões são erodidos; Queda rápida do nível do mar produz maior deslocamento em direção ao mar no local do *onlap*.



Fonte: Modificado de Vail et al (1977).

Maia et al (2010), analisaram linhas sísmicas obtidas pelo *sparker* (500-1000 Joules, 100 - 1400 Hz), para elaborar um primeiro arcabouço estratigráfico da parte rasa da plataforma continental do Rio de Janeiro. Os mesmos autores destacam o padrão morfológico do setor externo da plataforma continental como resultado de processos erosivos dominantes (Figura 51).

Figura 51 – Arcabouço estratigráfico da seção rasa da plataforma continental do Rio de Janeiro.



Fonte: Maia et al (2010).

5.4.5 – Espessura e Embasamento Acústico

A espessura das camadas, na investigação da sísmica rasa, segundo Souza (2006), possui como unidade de medida, o tempo em milissegundos (ms). De acordo com Souza (2006), de posse dos valores de velocidade e do tempo gasto na propagação, obtém-se a distância percorrida pelo sinal, a partir da equação básica de propagação do som (Equação 10):

$$S = v \cdot t \quad \text{Eq. 10}$$

onde S é o espaço percorrido, v é a velocidade e t é tempo medido. Logo, é necessário estimar a velocidade de propagação das ondas em diversos meios geológicos.

De acordo com Souza (2006), na investigação de camadas superficiais de sedimentos, assumem-se valores de velocidade de propagação na água entre 1.450 e 1.550 m/s e entre 1.400 e 1.700 m/s nos sedimentos rasos inconsolidados. No caso da água, Gomes (2009) afirma que a velocidade do som (~1500 m/s) varia em um máximo de 4%, dependendo das características do meio (temperatura, pressão

e salinidade). A presença de gás nos sedimentos pode fazer esse valor diminuir para aproximadamente 800 m/s. Gomes (2009), por exemplo, utilizou a velocidade de 1500 m/s tanto para a propagação da onda na água quanto nos sedimentos, a fim de se registrar no dado bruto a profundidade aproximada de penetração e espessura, considerando que os substratos perfilados, com poucas exceções, são saturados em água.

O tempo é obtido a partir das medidas. O tempo medido é chamado de *two-way time* (tempo duplo de percurso), pois é o tempo de ida e volta da onda acústica, logo o valor registrado deve ser dividido por 2, para que se obtenha a profundidade da camada e depois a espessura, isto considerando que a incidência é normal a interface refletora. Desta forma, é comum encontrar seções sísmicas de alta resolução onde a espessura é representada em termos do tempo (ms), entretanto pode-se encontrar seções sísmicas interpretadas cujo eixo vertical está em m. Souza (2006) explica que o motivo de uma seção sísmica ser apresentada com sua escala vertical em tempo, está no aumento da velocidade de propagação com a profundidade, fazendo com que a escala vertical não seja linear. Convém destacar que as variações de velocidade nas primeiras dezenas de metros não são tão significativas.

Wandscheer (2012) identificou as espessuras das camadas de granulados litoclásticos para os dois refletores, estas variam entre 3 e 22 m. Além da espessura das camadas sedimentares, importante é determinar a profundidade do embasamento e a configuração da superfície deste, isto por que, segundo Tagg e Greene (1973), minerais pesados detriticos tendem a se concentrar em pequenas bolsas e depressões. Também há a possibilidade de encontrar um filão de ouro na rocha ou de enriquecimentos de depósitos de *placer* da rocha fonte.

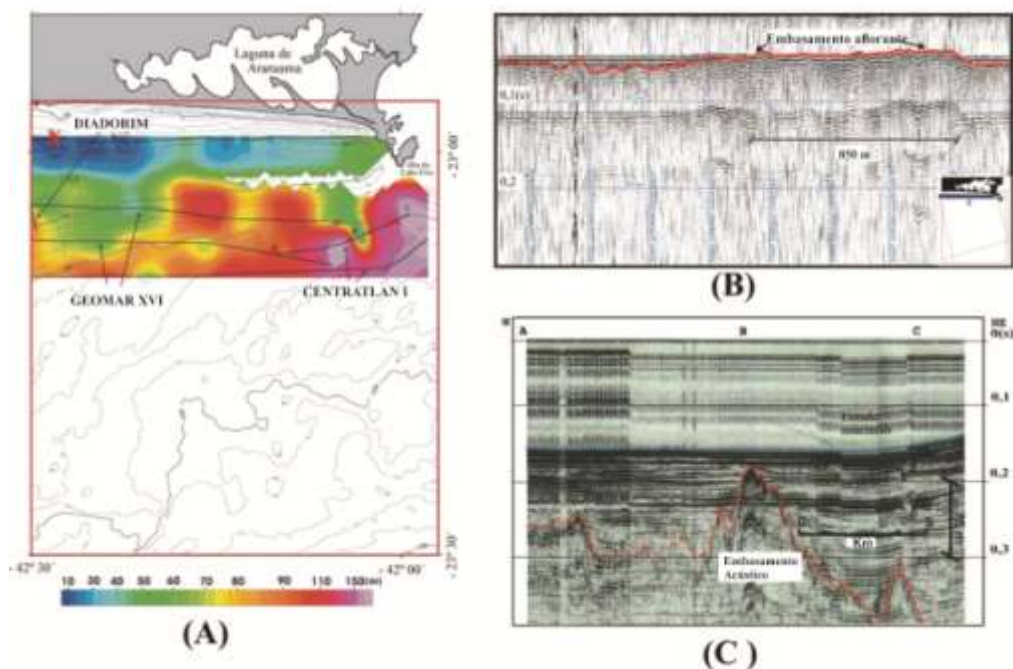
Segundo Artusi e Figueiredo Jr. (2007) na plataforma continental interna e média adjacente a Laguna de Araruama (RJ), o embasamento acústico encontra-se aflorante ao longo de 850 m na parte oeste próximo a isóbata de 45 m (Figura 51). Os mesmos autores (2007, p.9) descrevem o comportamento do embasamento acústico até o ponto em que podem ser visualizados na SR:

o embasamento acústico aprofunda-se tanto para leste, atingindo cerca de 60 m abaixo do pacote sedimentar nas proximidades da ilha do Cabo Frio, como para sul, na plataforma continental média, onde foi detectado sobreposto a 85 m de sedimentos. A inexistência de perfis sísmicos que penetrassem nos sedimentos além dos 120 m,

na plataforma continental externa, não permitiu o mapeamento do embasamento acústico nesta área.

De acordo com Artusi e Figueiredo Jr. (2007, p.9), “o embasamento acústico apresenta-se relativamente suave em toda a região, exceto ao largo da ilha do Cabo Frio na seção BC da comissão CENTRATLAN I” (Figura 52), onde observam-se declives mais íngremes e espessuras de sedimentos de até 200 m. A partir da morfologia do embasamento acústico e da localização do seu afloramento, para os autores, é possível sugerir que esse embasamento acústico é composto por rochas pré-cambrianas semelhantes às do continente emerso, neste caso, as rochas do Complexo da Região dos Lagos. Artusi e Figueiredo Jr. (2007) ainda sugerem que o embasamento seja composto de rochas vulcânicas similares às que ocorrem na ilha do Cabo Frio (Figura 51).

Figura 52 – (a) Mapa de espessura de sedimentos identificados a partir da interpretação das seções sísmicas das comissões GEOMAR XVI, CENTRATLAN I e Diadorim. (X) Embasamento aflorante. Pontos A, B e C – indicados no perfil sísmico da Fig. 2(c); (b) Embasamento aflorante indicado no ponto (X) da Fig. 2 (a); (c) Perfil sísmico produzido durante a comissão CENTRATLAN mostrando o embasamento acústico. Nas seções sísmicas, o tempo é duplo.



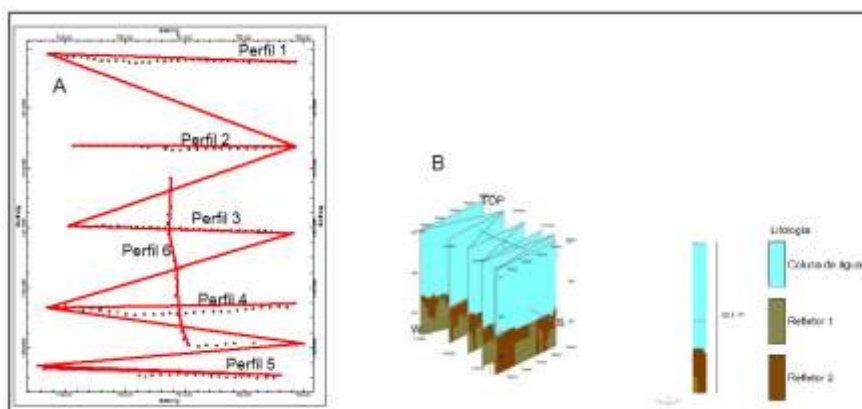
Fonte: Artusi e Figueiredo Jr. (2007).

5.4.6 – Mapeamento 3D de estruturas e camadas de interesse

Wandscheer (2012) avaliou uma jazida de areia na plataforma continental ao largo da enseada de Camboriú (Balneário Camboriú - SC), a partir de dados sedimentológicos e sísmicos obtidos por *boomer* (frequência de operação de 7 - 16 kHz). O local estudado situa-se entre 10 e 15 km da costa. A profundidade total interpretada nos registros foi de 62,5 m, levando em consideração a lâmina d'água com 35 m. A autora determinou a espessura das camadas subsuperficiais e estimou o volume do depósito de areia.

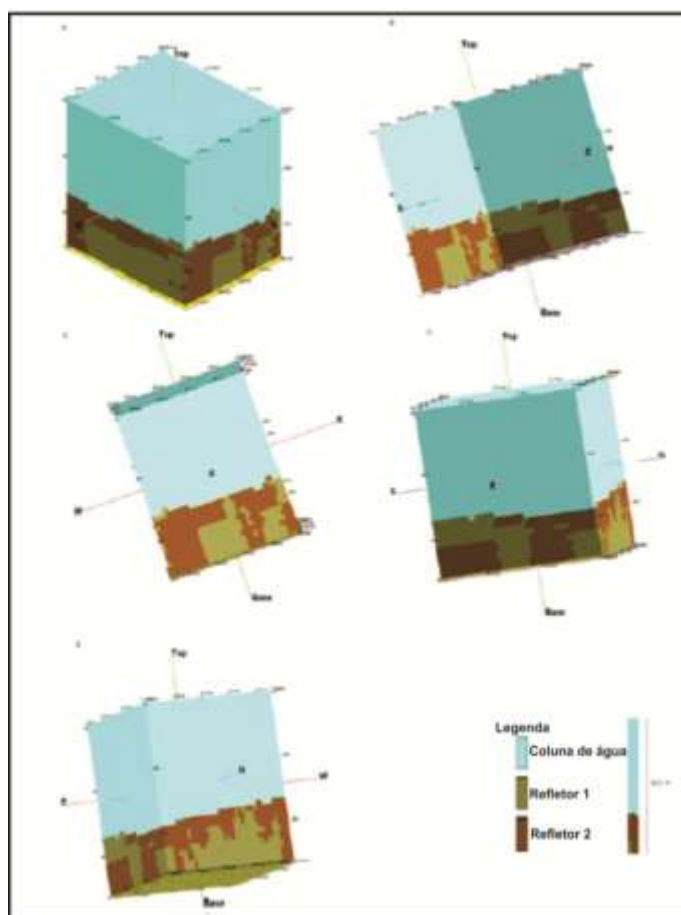
Na figura 53 visualiza-se o esquema usado por Wandscheer (2012), em azul claro a coluna de água, em marrom claro o refletor 1 e em marrom escuro o refletor 2. Wandscheer (2012) identificou as espessuras das camadas para os dois refletores, estas variam entre 3 e 22 m. Ambos refletores mostram continuidade lateral e vertical, e o volume dos sedimentos arenosos foi de 274.980 m³ (Figura 54).

Figura 53 – A) Mapa dos pontos de amostragem e localização dos perfis. B) Perfis sísmicos.



Fonte: Wandscheer (2012).

Figura 54 – Diagramas tridimensionais que possibilitam a visualização do ambiente investigado.



Fonte: Wandscheer (2012).

6 – CONCLUSÃO

Verificou-se que a SR é uma ferramenta indispensável em trabalhos de prospecção mineral marinha na plataforma continental (em particular, granulados litoclásticos e bioclásticos, *placers* e fosforitas), pelo nível e detalhe de informações que a mesma oferece: mapeamento de paleoambientes (paleocanais e paleopraias), tipos de sedimentos a partir de ecocaráter, falhas, ambientes deposicionais com auxílio da sismoestratigrafia, espessura das camadas, embasamento acústico e mapeamento tridimensional de feições e camadas de interesse.

Verificaram-se os parâmetros que potencializam a aplicação da SR na pesquisa mineral marinha, sendo estes: as fontes sísmicas, as frequências de operação e a resolução sísmica vertical e horizontal. Nesses parâmetros são evidentes as diferenças entre a sísmica de alta resolução (0.5 – 10 m de resolução vertical) e a sísmica convencional. Em geral, na SR de alta resolução aplicada à pesquisa mineral, as fontes são de menores portes, sendo as mais usadas o *mini airgun*, *sparker*, *boomer*, transdutores e *chirp*. Outra diferença importante está nas técnicas de processamento, que ainda não estão tão consolidadas quanto as da sísmica convencional. Em relação às frequências, as fontes de alta resolução operam com altas frequências, o que diminui o poder de penetração, principalmente em áreas de sedimentos grosseiros (areias e cascalhos). As frequências de operação variam de 250 a 30.000 Hz.

O uso da SR para prospecção mineral marinha em plataformas continentais já é realidade em muitos países como Estados Unidos e França há décadas. No entanto, no Brasil, embora exista um acervo razoável de dados obtidos em levantamentos de programas e projetos (REMAC, LEPLAC e REMPLAC), ainda há um número insuficiente de trabalhos que relacionem a SR à prospecção de minerais marinhos. O que pode ser explicado pelo caráter estratégico desses dados para o Governo. Destaca-se ainda que o interesse por este assunto é crescente, decorrente de várias ações que visam reconhecer e desenvolver esses recursos para que sejam convertidos em desenvolvimento econômico.

REFERÊNCIAS

- AKAL, Tuncay. The relationship between the physical properties of underwater sediments that affect bottom reflection. **Marine Geology**, v.13, n.4, p. 251 – 266. 1972.
- ALLEN, F. T. Some characteristics of marine sparker seismic data. **Geophysics**, v.37, n.3, p. 462 – 470. 1972.
- AMADO FILHO, Gilberto M. et al. Rhodolith Beds Are Major CaCO₃ Bio-Factories in the Tropical South West Atlantic. **PLoS one**, v. 7 , n.4, p. 1 – 6, Abr. 2012.
- AMARAL, Carlos Alfredo Becker. Depósitos Carbonáticos. In: _____. **Recursos Minerais da Margem Continental Brasileira e das áreas oceânicas adjacentes**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. (Série Projeto REMAC, n. 10), p. 15 – 24. 1979.
- ARAÚJO, Vitto César Miranda de et al. Sísmica rasa e imageamento acústico aplicados em sistema fluvial: análise qualitativa e identificação de fácies arquiteturais diamantíferos do Rio Araguaia – Mato Grosso. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 12th., 2011, Rio de Janeiro. **Resumos expandidos**. Rio de Janeiro: SBGf, 2011. 1CD ROM.
- ARTUZI, Lucia; FUIGUEIREDO JR., Alberto Garcia de.; Sismoestratigrafia rasa da plataforma continental de Cabo Frio – Araruama – RJ . **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25 , n.1, p. 7 – 16. 2007.
- AYRES NETO, Arthur; O uso da sísmica de reflexão de alta resolução e da sonografia na exploração mineral submarina. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.18, n.3, p. 241 – 256, Dez. 2000.
- AYRES NETO, Arthur; BAPTISTA, José Antônio. Métodos diretos e indiretos de investigação do fundo oceânico. In: BAPTISTA NETO, José Antônio; PONZI, Vera Regina Abelin ; SICHEL, Susanna Eleonora. (Ed.). **Introdução à geologia marinha**. Rio de Janeiro: Interciência. p. 127 – 151. 2004.
- BAHIA, Ricardo G. et al. Rhodolith bed structure along a depth gradient on the Northern Coast of Bahia state, Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, v.58 , n.4, p. 323 – 337. 2010.
- BAPTISTA NETO, José Antônio.; SILVA, Cleverson G. Morfologia do fundo oceânico. In: BAPTISTA NETO, José Antônio.; PONZI, Vera Regina Abelin.; SICHEL, Susanna Eleonora. (Org.). **Introdução à geologia marinha**. Rio de Janeiro: Interciência, 2004. p. 31 – 51.
- BEDNAR, J. Bee. A Brief history of seismic migration. **Geophysics**, v. 70, n. 3, p. 3MJ – 20MJ, maio-junho. 2005.
- BLANCHON, Paul; JONES, Brian. Marine-planation terraces on the shelf Around Grand Cayman: A result of Stepped Holocene Sea-Level Rise. **Journal of Coastal Research**. p. 1 – 33. 1995.

BRUNETTA, Rodrigo. **O Processamento da sísmica de reflexão rasa – desafios encontrados no estudo de modelos análogos a reservatórios fraturados**. 2005. 85 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Curso de Pós- Graduação em Geologia. Curitiba, 2005.

BURNS, Virginia Mee. Marine placer minerals. In: BURNS, Roger G. (Ed.). **Marine minerals**. Washington: Mineralogical Society of America, (Reviews in Mineralogy Series, v. 6). 1981, p. 347 - 374.

CAMARGO, Rafael Sartori Valdiviezo de. **Distribuição dos sedimentos superficiais e sua possível correlação com paleocanais na plataforma interna do Rio Grande do Sul**. 2012. 62 f. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal do Rio Grande, Instituto de Oceanografia, Curso de Oceanografia. Rio Grande, 2012.

CAÚLA, José Antônio Lopes; DANTAS, José Robinson Alcoforado. 1997. Depósito de titânio/zircônio de Mataraca, Paraíba. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T. e Coelho, C.E.S. (Coords.), **Principais Depósitos Minerais do Brasil**, DNPM/CPRM, Brasília, v. IV(C), p. 593-598.

CAVALCANTI, Vanessa Maria Memede. **Plataforma Continental: a última fronteira da mineração brasileira**. – Brasília, DF: DNPM, 2011. 104 p.

CENTRO DE GESTÃO E ESTUDOS ESTRATÉGICOS (CGEE). **Mar e ambientes costeiros**. Brasília, DF: Centro de Gestão e Estudos Estratégicos, 2007. p. 323.

CHAVES, Hernani A. F. Introdução geral. In: CHAVES, Hernani A. F (Ed.). **Introdução geral, processos e métodos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. (Série Projeto REMAC, n. 6). 1983. p.13 – 22.

CHAVES, Hernani A.F.; ZEMBRUSCKI, Silvio G.; FRANÇA, Augusto M.C.; Introdução. In: CHAVES, Hernani A.F. (Ed.). **Geomorfologia da margem continental e das áreas oceânicas adjacentes (Relatório final)**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1979. p 11 – 23. (Série Projeto REMAC, n.7).

CRONAN, David S. **Marine minerals in exclusive economic zones**. London: Chapman & Hall, 1992. 200 p. (Topics in the Earth Sciences, 5).

DAMUTH, John E.; HAYES, Dennis E. Echo character of the east Brazilian Continental Margin and its relationship to Sedimentary Processes. **Marine Geology**, v. 24, n. 2, p. 73 – 95. 1977.

DARDENNE, Marcel Auguste; SCHOBHENHAUS, Carlos. Depósitos minerais no tempo geológico e épocas metalogenéticas. In: BIZZI, Luiz Augusto et al (Eds). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil** : texto, mapas & SIG. Brasília, DF: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2003, p. 365 – 448.

DIAS, Gilberto T. de Macedo; FIGUEIREDO JR, Alberto Garcia. Aspectos Históricos da Exploração científica dos Oceanos. In: BAPTISTA NETO, José Antônio.; PONZI, Vera Regina Abelin.; SICHEL, Susanna Eleonora. (Org.). **Introdução à geologia marinha**. Rio de Janeiro: Interciência, 2004. p. 1 – 10.

DOBRIN, Milton B.; SAVIT, Carl H. **Introduction to geophysical prospection**. 4. Ed. Estados Unidos: McGraw-Hill, 1988.

DREW, J.; LESSARD, T. Developing a new process design based on the unique geological characteristics of an industrial mineral bearing placer system in southwestern Oregon, USA. **The 7th International Heavy Minerals Conference 'What next'**, The Southern African Institute of Mining and Metallurgy, 2009, p. 115 – 122.

DUARTE, Osvaldo de Oliveira. **Dicionário enciclopédico inglês-português de geofísica e geologia**. 3. Ed. Rio de Janeiro: SBGF, 2007.

DUCHESNE, Mathieu J. et al. Strategies for waveform processing in sparker data. **Marine Geophysical Research**, v.28, n.2, p. 153 – 164, jun. 2007.

EMERY, Kenneth Orris. Continental shelf sediments of southern California. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, n. 11, p. 1105-1108, 1952.

EMERY, K. O. Relict sediments on continental shelves of world. **AAPG Bulletin**, v. 52, n. 3, p. 445-464, 1968.

EMERY, K.O. Submerged marine terraces and their sediments. **Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement**, v.3, p. 2 – 29. 1961.

EMERY, K. O.; NOAKES, L. C. Economic placer deposits of the continental shelf. **Technical Bull. Economic Commission for Asia and Far East, UN**, v. 1, p. 95-110, 1968.

FLOOD, Roger D. Deep sea sedimentary morphology: modelling and interpretation of echo-sounding profiles. **Marine Geology**, v. 38, n.1, p. 77-92, 1980.

FOCKE, J. W. Subsea (0 – 40 m) terraces and benches, windward of Curaçao (Netherlands Antilles). **Leidse Geologische Mededelingen**, v. 51, n. 1, p.95 – 102. 1978.

GARNETT, Richard HT; BASSETT, N. C. Placer deposits. **Economic Geology 100th Anniversary Volume**, p. 813-843, 2005.

GEOMINING. **Recursos minerais**. Disponível em: <<http://www.geomining.com.br/areas-de-atuacao/recursos-minerais/>>. Acesso em 08. Jan. 2014.

GOMES, Abílio S.; PALMA, Jorge J.C ; SILVA, Cleverson G. Causas e consequências do impacto ambiental da exploração dos recursos minerais marinhos. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.18, n. 3, p. 447 – 454, Set - Dez. 2000.

GOMES, M. P. **Aquisição, Processamento e Análise de dados de sísmica de alta resolução na plataforma continental norte do Rio Grande do Norte: Vale Inciso do Rio Açu**, Dissertação (mestrado) - Programa de Pós- Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2009.

GOMES, Moab Praxedes.; VITAL, Helenice.; MACEDO, José Wilson de Paiva.; Fluxo de Processamento Aplicado a Dados de Sísmica de Alta Resolução em Ambiente de Plataforma Continental. Exemplo: Macau-Rn. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, n.1, p. 173 – 186. 2011.

GONÇALVES, Bruno Leal. **Praia de Apeú-Salvador, município de Viseu, NE Do Pará: Ocorrência ou Placer de Minerais Pesados**. 2010. 129f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia. Belém, 2010.

HAMILTON, Edwin L.; BACHMAN, Richard T. Sound velocity and related properties of marine sediments. **The Journal of the Acoustical Society of America**, v. 72, n. 6, p. 1891-1904, 1982

HERZIG, P.M., HANNINGTON, M.D. & PETERSEN, S., **Polymetallic massive sulfide deposits at the modern seafloor and their resource potential**, Workshop on Mineral Resources of the International Seabed Area Kingston, Jamaica, 26-30 Junho, 2000.

HORNOR, R.R. Notes on the black sand deposits of southern Oregon and northern California. U.S. Bureau of Mines. **Technical Paper**, vol. 196, 1918. 33 p.

IFREMER. **Ressources Minerales**. Disponível em: <http://www.ifremer.fr/sextant/fr/web/granulats-marins/ressources-minerales;jsessionid=10B5D16386D0C82DDC16037CF5779E3F>. Acesso em 08. Jan. 2014a.

IFREMER. **High Resolution Seismic Surveys**. Disponíveis em: <http://flotte.ifremer.fr/fleet/Presentation-of-the-fleet/Scientific-equipement/Seismic-surveys-methods/High-Resolution-Seismic-Surveys>. Acesso em: 18. Jan. 2014b.

IGUATEMY, Marina de Andrade. **Estudo comparativo entre fontes sísmicas de alta resolução que utilizam tecnologia chirp e sistemas paramétricos**. 2010. 53 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica) - Universidade Federal Fluminense, Faculdade de Geofísica. Niterói, 2010.

KUZENDORF, H (ed). **Marine mineral exploration**. The Netherlands: Elsevier science publisher B.V, 1986. 300 p. (Elsevier Oceanographic Series, 41).

LAY, Thorne; WALLACE, Terry C. (Ed.). **Modern Global Seismology**. Estados Unidos da América: Academic Press. 1995. 522 p. (International Geophysics Series, v. 58).

LOUREIRO, Diego Venturini; BASTOS, Alex Cardoso. Comparação entre Fontes Sísmicas de Alta Resolução. In: 12TH INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 12th., 2011, Rio de Janeiro. **Resumos expandidos**. Rio de Janeiro: SBGf, 2011. 1CD ROM.

MACHADO, F.B.; MOREIRA, C.A.; ZANARDO, A; ANDRE, A.C.;GODOY, A.M.; FERREIRA, J. A.; GALEMBECK, T.; NARDY, A.J.R.; ARTUR, A.C.; OLIVEIRA, M.A.F.de. **Enciclopédia Multimídia de Minerais**. [on-line].ISBN: 85-89082-11-3 Disponível em: <http://www.rc.unesp.br/museudpm>. Acesso em: 02. Jan. 2014.

MADUREIRA F^o, José B.; ATENCIO, Daniel.; MCREATH, Ian.; Minerais e Rochas: constituintes da terra sólida. In: TEIXEIRA, Wilson et al (Orgs). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de textos, 2000. p. 28 – 42

MAG. **Histórico**. Disponível em: <http://www.magservicos.com.br/index.php/a-empresa/historico>. Acesso em 08. Jan. 2014.

MAIA, Renata Moreira da Costa et al. Architecture and stratigraphic framework of shelf sedimentary systems off Rio de Janeiro state, Northern Santos Basin-Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 58, n. SPE1, p. 15-29, 2010.

MARINHA DO BRASIL. **Avaliação da Potencialidade Mineral da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (REMLAC)**. Disponível em: <https://www.mar.mil.br/secirm/p-remlac.html>. Acesso em: 12 ago. 2013a.

MARINHA DO BRASIL. **LEPLAC**. Disponível em: http://www.mar.mil.br/dhn/dhn/ass_leplac.html. Acesso em: 12 ago. 2013b.

MARINO, Igor Kestemberg; SANTOS, Marco Antonio Cetale; SILVA, Cleverson Guizan. Processamento Aplicado à Sísmica de Alta Resolução. Estudo de Caso: Baía de Guanabara – RJ. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA, 5., 2012, Salvador. **Resumos expandidos**. Rio de Janeiro: SGBF, 2012.

MARTINS, José Leonardo. Noções do método sísmico e de resolução sísmica. In: SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P. **Estratigrafia de seqüências: fundamentos e aplicações**. São Leopoldo, RS: Editora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos. 2007, p. 43 – 70.

MARTINS, Antonio Juarez Milmann. **Produto 08 - Análise da Informação sobre Recursos Marinhos no Brasil. Relatório Técnico 17 - Marco Legal sobre Mineração Marinha**. 41 p., Julho de 2009.

MARTINS, Luís Roberto Silva.; SOUZA, Kaiser Gonçalves de.; Recursos Minerais do Mar. In: SILVA, Cassio Roberto da. (Ed.). **Geodiversidade do Brasil - Conhecer o passado para entender o presente e prever o futuro**. Rio de Janeiro: CPRM, 2008, p. 66 – 88.

MEIRELES, Ricardo Piazza; NATORF DE ABREU, José Gustavo; BATISTA, Mariana Horn. Mineralogia das fosforitas marinhas na plataforma continental sul brasileira. **Revista UnG – Geociências**, v. 8, n. 1, p. 5 – 13. 2009.

MITCHUM JR., R. M.; VAIL, P. R.; SANGREE, J. B. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. IN: Payton, C.E. (Ed.). **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa, AAPG, , p. 117 – 133, 1977.

MOHRIAK, Webster Ueipass. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: BIZZI, Luiz Augusto et al (Eds); **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil** : texto, mapas & SIG. Brasília, DF: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2003, p. 87 – 165.

MONTEIRO, Patrícia Gomes; **Métodos Geofísicos aplicados à localização de depósitos de granulados biotróficos e paleocanais no litoral da Paraíba, Brasil**. 2010. 117 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2010.

MORTON, Robert W. Sound velocity in carbonate sediments from the Whiting Basin, Puerto Rico. **Marine Geology**, v. 19, n. 1, p. 1-17. 1975.

MOSHER, David C.; SIMPKIN, Peter G. Environmental Marine Geoscience 1. Status and Trends of Marine High-Resolution Seismic Reflection Profiling: Data Acquisition. **Geoscience Canada**, v. 26, n. 4, p.174 – 188. 1999.

NAUTILUS. **Seafloor Gold & Copper Exploration**. Disponível em: <http://www.nautilusminerals.com/s/Home.asp>. Acesso em 08. Jan. 2014.

NEWELL, NORMAN D. Recent terraces of tropical limestone shores. **Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement**, v. 3, p. 87-106, 1961.

NEWTON, M. C.; ROMEO, Andrew J. Geology of the Old Hickory heavy mineral sand deposit, Dinwiddie and Sussex counties, Virginia. In: PROCEEDINGS of the 42nd Forum on the Geology of Industrial Minerals. North Carolina Geological Survey, Information Circular. 2006. p. 464 – 480.

OCEANIS MINERAL INTERNATIONAL. **Serviços**. Disponível em: <http://www.oceanismineral.com.br/nossos-servicos>. Acesso em 08. Jan. 2014.

OSTERBERG, Erich C. Late Quaternary (marine isotope stages 6-1) seismic sequence stratigraphic evolution of the Otago continental shelf, New Zealand. **Marine geology**, v. 229, n. 3, p. 159-178, 2006.

PATYK – KARA, N.G. Supraore Haloes of buried submarine placers: formation conditions and implications for prospecting. **Lithology and Mineral Resources**. v.38, n.4, p. 294 – 305. 2003.

PALMA, J.C. Geomorfologia da Plataforma Continental Norte Brasileira. In: CHAVES, Hernani A.F. (Ed.). **Geomorfologia da margem continental e das áreas oceânicas adjacentes (Relatório final)**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1979. p.25-51. (Série Projeto REMAC, n.7).

PALMA, J. C.; PESSANHA, Ivo B. M.; Depósitos Ferromagnésíferos de oceano profundo. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.18, n.3, p. 431 – 446, Set - Dez. 2000.

PARDEE, Joseph Thomas. **Beach placers of the Oregon coast**. US Department of the Interior, Geological Survey, v. 8, 41 p. 1934.

PETERSON, R. A.; W. C. Waller. **Through the kaleidoscope: A doodlebugger in wonderland**: United Geophysical Corporation. 1974.

PETERSON, Curt D.; KOMAR, Paul D.; SCHEIDEGGER, Kenneth F. Distribution, geometry, and origin of heavy mineral placer deposits on Oregon beaches. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 56, n.1, p. 67–77. 1896.

PRATT, Richard M.; DILL, Robert F. Deep eustatic terrace levels: further speculations. **Geology**, v. 2, n. 3, p. 155-156. 1974.

QUARESMA, V. S.; DIAS, G.T.M & BAPTISTA NETO, J. A. Caracterização Da Ocorrência De Padrões De Sonar De Varredura Lateral E Sísmica De Alta Frequência (3,5 E 7,0 kHz) Na Porção Sul Da Baía De Guanabara – RJ. **Brazilian Journal of Geophysics**, v. 18, n.2, p. 201 – 213. 2000.

QUINN, Rory; BULL, J. M.; DIX, J. K. Optimal processing of marine high-resolution seismic reflection (Chirp) data. **Marine Geophysical Researches**, v. 20, n. 1, p. 13-20. 1998.

RAKOTONARIVO, Sandrine et al. Forward modeling for marine sediment characterization using chirp sonars. **Geophysics**, v. 76, n. 4, p. T91-T99. 2011.

REINECK, H. E.; SINGH, I.B. **Depositional Sedimentary Environments**. Springer-Verlag, 1980, 549 p.

RIZZETTO, Federica, et al. Ancient geomorphological features in shallows of the Venice Lagoon (Italy). **Journal of Coastal Research**. Special Issue 56, p. 752 – 756. 2009.

ROSA, André Luiz Romanelli. **Análise do sinal sísmico**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica (SBGF), 2010, 668 p.

SCHWARTZ, Maurice L.; LINGBLOOM, Keith L. Research submersible reconnaissance of Cobb Seamount. **Geology**, v. 1, n. 1, p. 31-32. 1973.

SCHWARZER K, STATTEGGER K, VITAL H & BECKER M. Holocene Coastal Evolution of the rio Açu area (Rio Grande do Norte, Brazil). **Journal of Coastal Research**, 2006, SI 39: 140–144.

SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P. Sismoestratigrafia. In: SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P. **Estratigrafia de seqüências: fundamentos e aplicações**. São Leopoldo, RS: Editora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos. 2007, p. 73 – 98.

SHARMA, Prem. V. **Environmental and Engineering Geophysics**. Cambridge University Press. 475 p., 1997.

SHERIFF, R. E.; GELDART, L. P. **Exploration Seismology**. 2^a Ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1995, 592 p.

SILVA, Cassio Roberto da. (Ed.). **Geodiversidade do Brasil - Conhecer o passado para entender o presente e prever o futuro**. Rio de Janeiro: CPRM, 2008, 264 p.

SILVA, Cleverson G. Placeres Marinhos. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.18, Dez. 2000 (3), p. 327 – 336.

SILVA, Cleverson G.; COSTA, Márcio Paulo.; MELLO, Sidney L. de Matos. Recursos Minerais Marinhos. In: BAPTISTA NETO, José Antônio; PONZI, Vera Regina Abelin & SICHEL, Susanna Eleonora. (Ed.). **Introdução à geologia marinha**. Rio de Janeiro: Interciência, 2004. p. 243 – 264.

SILVA, Cleverson Guizan; FIGUEIREDO JR., Alberto Garcia; BREHME, Isa. Granulados Litoclásticos. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.18, n. 3, p. 319 – 326. Dez. 2000.

SILVA, Cleverson G.; MELLO, Sidney L. de Matos. Nossas riquezas no mar - Recursos Não vivos. In: SERAFIM, Carlos Frederico Simões (Coord.). **Geografia: ensino fundamental e ensino médio: o mar no espaço geográfico brasileiro**. Brasília: Ministério da Educação, Secretaria de Educação Básica, 2005. p. 160 – 178.

SOUTHERN CALIFORNIA EDISON & SAN ONOFRE NUCLEAR GENERATING STATION. **Marine Terrace Report Palos Verdes Peninsula, California to Punta Banda, Baja California.** Setembro de 2013. Disponível em: http://www.songscommunity.com/docs/Marine_Terrace_Report_Final.pdf . Acesso em: 04 fev. 2014.

SOUZA, Anderson de Medeiros. **O uso do GPR na geração de modelos estáticos 3D para planejamento de lavra de minerais pesados depositados em dunas eólicas.** 2008.116 f. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica) – Centro de Ciências Exatas e da Terra – Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal, 2008.

SOUZA, Hugo Santos de. **Processamento de dados sísmicos de alta resolução.** 2014. 43 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Faculdade de Geofísica. Belém, 2014.

SOUZA, J. M. Mar Territorial, Zona Econômica Exclusiva Ou Plataforma Continental? **Revista Brasileira de Geofísica**, v.17, n.1, p. 79 – 82. 1999.

SOUZA, Luis Antonio Pereira de; **Revisão Crítica Aplicabilidade dos Métodos Geofísicos na investigação de áreas submersas rasas.** 2006. 311 f. Tese (Doutorado em Oceanografia Química e Geológica) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

SOUZA, Luis Antonio Pereira de; SBP 3.5, 7,10kHz, Chirp (0.5-2.0kHz), Chirp (2-12kHz), Chirp (10-18 kHz), Boomer (0.5-2 kHz) e Sparker (0.1-1.0kHz): quando decidir por uma ou por outra fonte acústica?. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 12th., 2011, Rio de Janeiro. **Resumos expandidos.** Rio de Janeiro: SBGf, 2011. 1CD ROM.

SOUZA, Luis Antonio Pereira de; GANDOLFO, Otávio Coaracy Brasil; Métodos Geofísicos em Geotecnia e Geologia Ambiental. **Revista Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental**, v. 2, n. 2, p 9 – 27, Maio de 2012.

SOUZA, Luis Antonio Pereira de; SILVA, Mariucha da; OLA, Kim; Why multi-frequency approach on shallow water seismic investigation? In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 13th., 2013, Rio de Janeiro. **Resumos expandidos.** Rio de Janeiro: SBGf, 2013. 1CD ROM.

STANLEY, D. J.; SWIFT, D. J. P.; Bermuda's reef-front platform: bathymetry and significance. **Marine Geology**, 6, 479 – 500.

STEIN, Seth; WYSESSION, Michael . (Ed.) **An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure.** Estados Unidos: Blackwell Publishing Ltd. 2003. 511 p.

SUGUIO, Kenitiro. Ambientes de sedimentação e fácies sedimentares. IN: SUGUIO, Kenitiro. **Rochas Sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica.** São Paulo: Ed. da Universidade de São Paulo, 1980, p. 305 – 403.

TAGG, A. R.; GREENE, H. G.; High – Resolution Seismic Survey of an offshore area near Nome, Alaska. **Geological Survey Professional Paper 759 – A**. p. A1 – A23. 1973

TAO, G.; KING, S.; NABI – BIDHEDI, M. Ultrasonic Wave propagation in dry and Brine-Saturated Sandstones as Function of Effective Stress: Laboratory measurements and Modeling. **Geophysical Prospecting**, v. 43, p: 299 – 327. 1995.

TEIXEIRA, Bruno Petrocelli. **Processamento sísmico aplicado a dados de alta resolução para caracterização de feição geológica do fundo oceânico ao largo de Cabo Frio – RJ**. 2013. 45 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica). Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências, Departamento de Geofísica e Geologia Marinha - LAGEMAR, Faculdade de Geofísica. Niterói, 2013.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P. & SHERIFF, R. E.; **Applied Geophysics**. 2.ed. Cambridge University Press, 1990, 744 p.

THOMAS, José Eduardo (Org.). **Fundamentos de Engenharia de Petróleo**. Rio de Janeiro: Interciência: PETROBRAS, 2001.

TOMAZ, Erick Alves. **Mapeamento de paleocanais ao longo da planície costeira do rio Paraíba do Sul e plataforma continental da bacia de Campos e sua possível relação com a evolução do canyon Almirante Câmara**. 2005. 89 f. Dissertação (Mestrado em Ciências / Geologia) – Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

TWITCHELL, D. C.; PAULL, C. K., PARSON, L. M.; Terraces on the Florida escarpment: Implications for erosional processes. **Geology**, v. 19, n.9, p. 897 – 900. 1991.

VAIL, P. R.; MITCHUM JR., R. M.; THOMPSON, S.; Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 3: Relative Changes of Sea level from Coastal Onlap. IN: Payton, C.E. (Ed.). **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa, AAPG, 1977, p. 117 – 133.

VASCONCELLOS, Vinícius Eduardo Bestetti de. **Mapeamento e Caracterização das acumulações de gás raso na lagoa dos Patos, Sul do Brasil – Rs**. 2009. 110 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, set. 2009.

VERBEEK, Nico. **Aspects of high resolution marine seismics**. Faculteit Aardwetenschappen, Universiteit Utrecht, 1995.

VERBEEK, N.H; MCGEE, T. M; Characteristics of high resolution marine reflection profiling sources. **Journal Applied Geophysics**, v.33, p. 251-299, nov. 1995.

VILARDO, Cristiano. **Os impactos ambientais da pesquisa sísmica marítima**. 2006. 116 f. Projeto final de curso (Programa de Formação Profissional em Ciências Ambientais) – Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, 2006.

VITAL, Helenice. et al. A Modern High-Energy Siliciclastic-Carbonate Platform: Continental Shelf Adjacent to Northern Rio Grande do Norte State, NE Brazil. In: HAMPSON, G.J.; STEEL, R. J.; BURGESS, P. M.; DALRYMPLE, R. W.; (Eds.). **Recent advances in models of siliciclastic shallow-marine stratigraphy**. SEPM, Special Publication, 90: 177–190, 2008.

VITAL, Helenice et al. Characterization of the Brazilian Continental Shelf adjacent To Rio Grande Do Norte State, Ne Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, v.58, n. SPE1, p. 43 – 54. 2010.

WANDSCHEER, Dayane Helene. **Depósitos de área da plataforma continental ao largo da Enseada de Camboriú: uma avaliação de jazida**. 30 f. Trabalho de conclusão de curso (Graduação em Oceanografia) - Universidade Vale do Itajaí, Centro de ciências tecnológicas da Terra e do Mar, Faculdade de Oceanografia. Itajaí, 2012.

WEATHERBY, B. B.; Early seismic discoveries in Oklahoma. **Geophysics**, v.10, n.3, p. 345 – 367. 1945.

WEISSEL, Jeff. **MG&G History - A Brief History of Marine Geology & Geophysics at Lamont**. Disponível em: <http://www.ldeo.columbia.edu/research/marine-geology-geophysics/mg-g-history>. Acesso em: 18 ago. 2013.

WESCHENFELDER, Jair; CORRÊA, Iran C. S; ALIOTTA, Salvador. Elementos Arquiteturais do Substrato da Lagoa dos Patos Revelados por Sísmica de Alta Resolução. **Pesquisas em Geociências**, v. 32, n. 2, p. 57 – 67, 2005.

WESCHENFELDER, Jair et al. A drenagem pretérita do Rio Camaquã na costa do Rio Grande do Sul. **Pesquisas em Geociências**, v. 37, n. 1, p. 13-23, 2010.

WIDESS, M. B. How this is a thin bed? **Geophysics**, v.38, n.6, p. 1176 – 1180. 1973.

WOODS, R. D. Soil Properties for Shear wave Propagation. In: Hoven, J.M. et al. (Eds), **Shear Wave in Marine Sediments**. p. 29 – 39, 1991.

XAVIER, A.; COSTA, L.A. Depósitos de cobre, cobalto, níquel e manganês (nódulos polimetálicos). In: AMARAL, Carlos Alfredo Becker. (ed.). **Recursos minerais da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes**. Rio de Janeiro: PETROBAS, 1979. p. 77 – 98. (Série Projeto REMAC, nº 10).

YILMAZ, Ozdogan. **Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data**. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 2008, 2023 p. (Investigations in geophysics Series, 10)

ZANKL, H.; SCHROEDER, J. H. Interaction of genetic processes in Holocene reefs off North Eleuthera Island, Bahamas. **Geologische Rundschau**, v.61, n.2, p. 520 – 541. 1972.