UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS
ATMOSFÉRICAS

EMILIO EDUARDO MOREIRA BARBOSA

Investigação sísmica na planície costeira de Bertioga (SP)

São Paulo

2012

EMILIO EDUARDO MOREIRA BARBOSA

Investigação sísmica na planície costeira de Bertioga (SP)

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Geofísica

Área de concentração: Geofísica Aplicada

Orientador: Prof. Dr. Renato Luiz Prado

Versão corrigida. A versão original se encontra arquivada no Serviço de Pós-Graduação do IAG.

São Paulo

2012

AGRADECIMENTOS

À minha família pelo apoio constante, em especial à Silvia, mãe por consideração, e ao meu pai Manoel.

A CAPES pela bolsa de mestrado concedida.

Ao meu orientador Prof. Dr. Renato Luiz Prado pela excelente orientação, que vêm desde a época de minha graduação.

À pesquisadora Dra. Célia Regina de Gouveia Souza do IG pelo apoio ao projeto de geofísica em Bertioga.

Ao técnico Ernande do IAG e aos ajudantes de campo Juninho e Joelson pelo apoio na aquisição de dados.

Aos meus estimados amigos e colegas de pós-graduação Renata, Gabriel e Helen pelos bons momentos que passei durante meu mestrado.

Aos professores e funcionários do IAG.

“Mundo mundo vasto mundo
se eu me chamasse Raimundo
seria uma rima, não seria uma solução”

Carlos Drummond de Andrade

RESUMO

Este trabalho avalia a potencialidade do emprego da sismica de reflexão para mapear os depósitos sedimentares quaternários e o embasamento na planície costeira de Bertioga (SP). Foi feita uma aquisição CMP em uma linha perpendicular à costa e aplicado o fluxograma de processamento convencional utilizado em sismica de reflexão.

Na região estudada estão presentes o embasamento ígneo-metamórfico pré-cambriano e sedimentos de origem marinha, estuarino-lagunar/lacustre-paludial, fluvial e de encosta, de idades pleistocênicas e holocênicas.

São descritos os procedimentos adotados para a escolha da área dos ensaios, para os testes de análise de ruídos, e para a aquisição CMP.

Nas condições da área, a fonte de impacto tipo marreta forneceu melhores resultados em comparação com a fonte do tipo compactador de solos utilizando-se a técnica *Mini-Sosie*.

O método mapeou dois contatos importantes com boa continuidade: o topo rochoso e uma interface que separa camadas sedimentares dentro das unidades do Quaternário. Além disso, permitiu inferir a existência de uma falha normal afetando o embasamento e sedimentos.

Para a obtenção de uma seção geológica final, os resultados da sismica de reflexão foram integrados aos resultados obtidos por outros autores do mesmo registro sísmico utilizando os métodos de tomografia por ondas P refratadas e o da análise multicanal de ondas superficiais.

A sismica de reflexão se mostrou uma potencial ferramenta para ser aplicada em ambientes costeiros, podendo trazer importantes subsídios para estudos da evolução geológica.

Palavras-chave: Sismica de reflexão. Planície costeira de Bertioga (SP). Depósitos sedimentares quaternários.

ABSTRACT

This work evaluates the potentiality of the seismic reflection method to mapping quaternary sedimentary deposits in the Bertioga (SP) coastal plain. A CMP acquisition was done in a perpendicular line to the coast and it was applied a conventional processing flow used in shallow reflection seismic.

The geology of the study area comprises the Pre-Cambrian basement formed by igneous-metamorphic rocks, which is covered by Holocene and Pleistocene sediments of marine, estuarine-lagoonal/lacustrine-marshy, fluvial and of hillside origins.

It's described the procedures adopted to choose the study area, to execute the walkaway noise tests and to acquire and analyse the CMP data.

For the local geological conditions the sledge hammer gave better results compared to vibrator source used with the Mini-Sosie method.

The seismic reflection method has mapped two important interfaces, the basement and the contact between two different sedimentary units, besides a geologic fault.

Aiming the elaboration of a final geological section, the seismic reflection results were complemented with the results of other authors with the same data recorded, using Tomography Applied to P Refracted Waves and Multi Channel Surface Waves Analysis.

The seismic reflection method shows to be a potential tool to be used in coastal environments and can contribute to the geological evolution study of the coastal plain.

Keywords: Seismic reflection. Coastal plain of Bertioga (SP). Sedimentary quaternary deposits.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Mapa do litoral paulista dividido em setores. O município de Bertioga (delimitado pela linha vermelha) se encontra no setor Baixada Santista (modificado de SOUZA <i>et al.</i> , 2008).....	5
Figura 2.2 - Planície costeira composta por sucessivos alinhamentos de cristas praias ou cordões litorâneos em linha costeira regressiva (SUGUIO, 2003 <i>apud</i> SOUZA <i>et al.</i> 2008).....	6
Figura 2.3 - Relação entre depósitos holocênicos e as transgressões holocênicas em Bertioga. As idades indicadas na figura foram fornecidas por datações (modificado de SUGUIO; MARTIN, 1978).....	8
Figura 2.4 - Modelo de evolução da planície de Cananéia-Iguape que pode ser usado para se entender a formação da planície de Bertioga (SUGUIO; MARTIN, 1976).....	9
Figura 2.5 - Perfil interpretativo da planície costeira de Bertioga (SUGUIO; MARTIN, 1976).	10
Figura 2.6 - Mapa com as unidades quaternárias da planície costeira e baixa e média encostas de Bertioga e indicação dos locais dos ensaios sísmicos A (LA) e B (LB) (modificado de Souza, 2007).....	11
Figura 3.1 - (A) Geofones vistos externamente, com visualização do interior de um deles. (B) Ilustração dos elementos no interior de um geofone. (Adaptado de BOKHONOK, 2005 e MILSOM, 2003).....	15
Figura 3.2 - Resposta dos geofones com diferentes graus de amortecimento. (Adaptado de DOBRIN, 1976).....	16
Figura 3.3 - Registros sísmicos obtidos por Pullan e MacAulay (1987) mostrando as amplitudes relativas entre três fontes sísmicas em Breckenridge (Quebec). Abaixo estão os espectros de potencia das três fontes (média de 12 registros).	20
Figura 3.4 - Ilustração dos efeitos de perda de energia ao longo da propagação da onda sísmica. (Adaptado de REYNOLDS, 1997).....	23
Figura 3.5 - Primeira zona de Fresnel sobre um refletor de profundidade h . λ é o comprimento de onda e r o raio da zona de Fresnel.....	24
Figura 3.6 – Ilustração das geometrias <i>end on</i> e <i>split-spread</i> empregadas na aquisição CMP. (Adaptado de TELFORD, GELDART, SHERIFF, 1990)	25

Figura 3.7 - Ilustração de um teste de análise de ruídos (Adaptado de Hunter et al. 1989 apud DOURADO, 2007)	27
Figura 3.8 - Ilustração da aquisição CMP com 24 canais e deslocamento da fonte com um intervalo de dois geofones, resultando em uma aquisição com cobertura de 600 % (PRADO, 2000).	28
Figura 3.9 - Pulsos com diferentes larguras de banda de frequências. O pulso com largura de banda maior é mais estreito. (Adaptado de YILMAZ, 2001)	30
Figura 5.1 - Sismogramas obtidos com a fonte marreta na localidade A. Estão concatenados tiros de afastamentos mínimos de 1 m e de 97 m.	35
Figura 5.2 - Sismogramas obtidos com a fonte compactador na localidade A. Estão concatenados tiros de afastamentos mínimos de 2 m e de 98 m.	36
Figura 5.3 - Sismogramas obtidos no início da localidade. À direita, tiro efetuado com a fonte compactador com afastamento mínimo de 2 m e, à esquerda, com a marreta com afastamento mínimo de 1 m.	37
Figura 5.4 - Sismogramas obtidos na localidade B com tiros de marreta efetuados para o lado da praia. Estão concatenados tiros de afastamentos mínimos de 1 m e de 97 m.....	38
Figura 5.5 - Sismogramas obtidos na localidade B com os tiros de marreta efetuados para o lado da escarpa da Serra. Estão concatenados tiros de afastamentos mínimos de 1 m e de 97 m.	38
Figura 5.6 - Sismogramas dos testes de análise de ruído na localidade B concatenados com destaque para as reflexões encontradas.	39
Figura 5.7 - Foto aérea do local onde foram realizados os registros sísmicos. A linha sísmica está compreendida na unidade LCD (Depósitos paleolagunares holocênicos, lacustres e colúvios de baixada atuais; figura 2.6). As coordenadas UTM horizontal e vertical do ponto A são respectivamente 7371805 m e 402830 m. Fonte: Google Earth (2011).....	40
Figura 5.8 - Topografia no entorno do local onde foi estabelecida a linha sísmica. Fonte: Google Maps (2011).....	41
Figura 5.9 - Foto do local de aquisição ilustrando o terreno.	41
Figura 5.10 - Ilustração do esquema de aquisição adotado. O primeiro tiro (T1) começou a dois metros do primeiro geofone (G1), sendo deslocado de oito em oito metros em direção ao centro do arranjo. Completados 12 tiros, mudou-se a base, deslocando-se os 48 primeiros	

geofones para o final do arranjo, e a fonte para novamente um <i>offset</i> mínimo de dois metros.	43
Figura 5.11 - Carta de empilhamento apresentando somente os pontos amostrados com os primeiros 24 tiros. As áreas em vermelho apresentam os intervalos de CMPs com multiplicidades inferiores à máxima, e a área em azul o intervalo com multiplicidade máxima.	45
Figura 6.1 - Fluxograma do processamento aplicado.	46
Figura 6.2 - (A) e (B) se referem ao mesmo sismograma, antes a após a aplicação do ganho AGC com janela temporal de 500 ms. Em (C) mostra-se um gráfico com as curvas do espectro de amplitude antes (curva vermelha) e após a aplicação desse ganho (linha verde).	50
Figura 6.3 - (a) Dado de campo composto de vários tiros em um teste de análise de ruído. A = <i>ground roll</i> , B = componente de A, C = ondas dispersivas guiadas, D = reflexões primárias. (b) espectro f-k do dado em (a). (c) espectro f-k após a aplicação de um filtro para rejeitar a energia das inclinações correspondentes às ondas que compõem o <i>ground roll</i> - A. (d) Dado de campo após aplicação do filtro f-k. (Adaptado de YILMAZ, 1987).	52
Figura 6.4 - Sismograma sintético apresentando eventos com diferentes inclinações e seu respectivo espectro de amplitude no domínio f-k com as ocorrências de falseamento espacial. (Adaptado de YILMAZ, 1987)	53
Figura 6.5 - Exemplo de sismograma da área de estudo antes e após a aplicação do filtro f-k com seus respectivos espectros de amplitude f-k.	55
Figura 6.6 - Trapezóide que define o filtro passa-banda.	57
Figura 6.7 - Exemplo de tiro antes (A) a após (B) a aplicação de filtro passa-banda definido com frequências 50 Hz, 60 Hz, 200 Hz e 300 Hz. Em (C) mostra-se um gráfico com as curvas de espectro de amplitude (normalizada em relação à amplitude máxima) antes (linha vermelha) e após (linha verde) a aplicação desse filtro.	58
Figura 6.8 - Sismograma da figura 6.7 antes e após o processo de <i>mute</i>	59
Figura 6.9 - Ilustração da análise de velocidades feita através de painel NMO. (A) CMP com quatro eventos de reflexão. (B) Painel com correções NMO para diferentes velocidades. Através desse painel é possível determinar as velocidades que melhor horizontalizam os eventos de reflexão do CMP em (A).	63
Figura 6.10 - Painel NMO do CMP 740. A seta indica a posição em que a hipérbole horizontalizou, correspondente à velocidade de 2000 m/s.	64

Figura 6.11 - Painel CVS de um dos CMPs deste trabalho. Nota-se que o evento em aproximadamente 0,13 s é bem empilhando para várias velocidades, dificultando uma escolha acurada para a velocidade.....	65
Figura 6.12 - Ilustração da obtenção de um espectro de velocidade no domínio velocidade de empilhamento-tempo no <i>offset</i> zero $t(0)$ a partir de um CMP sintético no domínio <i>offset</i> -tempo contendo três reflexões. Cada traço em (B) corresponde ao CMP em (A) corrigido com uma velocidade NMO e empilhado. (modificado de YILMAZ, 1987)	66
Figura 6.13 - Análise de velocidades através do painel <i>Semblance</i> . (A) Painel <i>Semblance</i> com um evento indicado em $t(0)=0.132$ s e $v_{\text{empi}}=2000$ m/s. (B) CMP com o qual o espectro de velocidades foi calculado. (C) CMP corrigido com o tempo e a velocidade analisados. (D) CMP corrigido e empilhado.	67
Figura 6.14 - Em (A), conjunto de CMPs não corrigidos de NMO e, em (B), após a correção.	68
Figura 6.15 - Seção empilhada em tempo.	69
Figura 6.16 - (A) Ilustração da movimentação de um refletor inclinado com o processo de migração. Nesse processo, o refletor sofre um encurtamento e um aumento na sua inclinação. (B) Com a aplicação da migração, as hipérboles de difração são colapsadas em um ponto. (Adaptado de BLACK <i>et al.</i> , 1994)	71
Figura 6.17 - Fluxograma proposto por Black <i>et al.</i> (1994) para testar a necessidade da aplicação da migração em seções empilhadas de levantamentos de sísmica rasa. Δt e Δx são respectivamente os intervalos de amostragem temporal e espacial (Δx - espaçamento entre traços na seção empilhada).....	72
Figura 6.18 - Seção empilhada após a migração <i>Stolt</i>	74
Figura 6.19 - Seção empilhada convertida de tempo para profundidade após aplicação de um ganho AGC, filtro passa-banda com frequências 30 Hz, 40 Hz, 100 Hz e 300 Hz e filtro <i>mute</i> para zerar a faixa relativa aos primeiros tempos da seção.....	76
Figura 7.1 - Seção sísmica final interpretada, com indicação dos refletores R1, R2 e R3 e a falha F. O segmento F-B foi afetado pelo falhamento.....	78
Figura 7.2 - Modelo de velocidades das ondas P obtido através do método tomografia das ondas refratadas (extraído de SAMÕES , 2011).	81
Figura 7.3 – Seção AB obtida através do método MASW correspondente a distribuição das velocidades da onda S em subsuperfície. Essa seção foi obtida pela interpolação de modelos	

de velocidades obtidos das inversões das curvas de dispersão das ondas de superfície extraídas dos registros dos sismogramas de tiro (SOBREIRA, 2011)..... 82

Figura 7.4 - Seção integrada apresentando os resultados obtidos com a sísmica de reflexão, tomografia de ondas P refratadas e análise de ondas superficiais. O segmento AF e as camadas sedimentares superficiais acima de I1 e I2 não foram afetados pelo falhamento... 83

LISTA DE QUADROS

Quadro 3.1 - Fontes sísmicas.....	17
Quadro 5.1 - Equipamentos e parâmetros de aquisição adotados para os testes de análise de ruídos nas duas localidades.....	35
Quadro 5.2 - Parâmetros de aquisição adotados.....	42

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	1
1.1	Objetivos	2
2	A PLANÍCIE COSTEIRA DE BERTIOGA: ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS ...	4
2.1	Área de estudo	10
3	FUNDAMENTOS DA SÍSMICA DE REFLEXÃO RASA.....	14
3.1	Instrumentação	14
3.1.1	Geofones	14
3.1.2	Fontes sísmicas.....	16
3.2	Ondas elásticas propagantes no meio	20
3.3	Parâmetros e técnicas de aquisição	24
3.4	Resoluções verticais e laterais do sinal.....	29
4	SÍSMICA DE REFLEXÃO APLICADA A AMBIENTES COSTEIROS: UMA REVISÃO DA LITERATURA.....	31
5	AQUISIÇÃO DE DADOS.....	34
5.1	Testes de análise de ruídos	34
5.2	Descrição da aquisição CMP.....	40
6	PROCESSAMENTO DOS DADOS	46
6.1	Edição dos dados	47
6.1.1	Conversão do formato SEG-2 para o formato SU.....	47
6.1.2	Agrupamento e edição da geometria de aquisição.....	47
6.2	Ganho.....	48
6.3	Filtragem F-K.....	51
6.4	Filtro passa-banda.....	56
6.5	Silenciamento de ruídos coerentes	58

6.6	Análise de velocidades, correção NMO e empilhamento.....	59
6.6.1	Painel NMO	62
6.6.2	Painel CVS.....	64
6.6.3	Espectro de velocidades calculado a partir da função <i>Semblance</i>	65
6.6.4	Correção NMO e empilhamento	67
6.7	Migração.....	70
6.8	Conversão tempo-profundidade e processamento final.....	75
7	DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS.....	77
8	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	85
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	88

1 INTRODUÇÃO

As informações extraídas da investigação com o método da sísmica de reflexão são importantes para o estudo geológico das planícies costeiras.

No entanto, as peculiaridades desse ambiente trazem algumas restrições para o seu emprego, razão pela qual não são encontradas muitas publicações de cunho acadêmico relatando o uso da sísmica de reflexão em ambientes *onshore* visando ao mapeamento da subsuperfície rasa (menos de 100 metros de profundidade). As dificuldades de acesso e instalação de equipamentos nesses locais devido à existência de nível d'água raso, depósitos espessos de areias marinhas nas superfícies dos terrenos, depósitos de planícies de inundação mais pelíticos parcialmente submersos (pois é frequente a ocorrência de terrenos inundáveis devido à topografia, profundidade do lençol freático e da proximidade de corpos d'água) explicam em parte essa carência. Outra razão pode ser atribuída às limitações do método, como por exemplo, falta de resolução para mapear as estruturas sedimentares desse ambiente deposicional, onde há grande variação lateral e vertical de fácies.

Essas, portanto, foram as motivações que levaram à elaboração deste estudo: trazer novas informações para o estudo geológico da área, e discutir as limitações e potencialidades da sísmica de reflexão rasa nesse tipo de ambiente geológico.

A escolha do município de Bertioga como local dos estudos se deu pela importância geológica dessa planície. É uma região geologicamente representativa do litoral paulista, uma vez que apresenta afloramentos de todas as unidades sedimentares identificadas ao longo do litoral de São Paulo (SOUZA, 2007). Esse fato, que não acontece nas outras planícies costeiras paulistas, pode ser explicado pela ocorrência de processos tectônicos. As imagens obtidas da investigação sísmica podem, potencialmente, trazer subsídios para o entendimento dos processos geológicos que atuaram na região, auxiliando no entendimento da gênese e evolução geológico-geomorfológica dessa planície.

Realizou-se um levantamento de sísmica de reflexão, com o método CMP (*Common Mid Point*), em um perfil perpendicular à linha de costa, atravessando a planície costeira.

Os resultados da seção sísmica empilhada foram integrados com resultados obtidos com o método da tomografia das ondas P refratadas (SAMÕES, 2011) e método da análise multicanal das ondas superficiais (SOBREIRA, 2011). Tanto o tratamento tomográfico quanto a análise das ondas superficiais foram realizados com dados extraídos dos mesmos sismogramas adquiridos na aquisição CMP. Esses dois métodos complementaram as informações referentes aos horizontes mais rasos.

A integração forneceu uma seção geológica com informações dos contatos sedimentares e do topo do embasamento rochoso, e também permitiu inferir a presença de uma feição estrutural importante.

O texto está organizado da seguinte forma: no capítulo 2 são apresentados aspectos geológico-geomorfológicos da planície costeira de Bertioga, sua evolução geológica ao longo do período Quaternário, além dos locais elegidos para os testes de análise de ruído; no capítulo 3 são apresentados os fundamentos da sísmica de reflexão rasa, e discutidos aspectos instrumentais, teóricos, e os relacionados à aquisição CMP; no capítulo 4 é apresentada uma breve revisão da literatura sobre o emprego da sísmica em ambientes costeiros e alguns problemas envolvidos na aplicação do método nesse ambiente; no capítulo 5, descreve-se a aquisição dos dados dos testes de análise de ruído e dos ensaios CMP; no capítulo 6 é relatada a etapa de processamento dos dados, com uma descrição sucinta da teoria de cada processamento aplicado, ilustrando-se os efeitos de cada processamento nos dados; no capítulo 7, discutem-se os resultados da sísmica de reflexão, e é apresentada uma seção geológica resultante da integração da seção sísmica empilhada com os resultados dos métodos de tomografia das ondas P refratadas e o da análise multicanal das ondas superficiais; por fim, no capítulo 8, são apresentadas as conclusões e considerações finais deste trabalho.

1.1 Objetivos

O objetivo deste trabalho foi, através do levantamento CMP realizado, mapear os contatos das formações sedimentares presentes, principalmente as de idades geológicas

distintas (Holocênicas e Pleistocênicas), o topo do embasamento cristalino, e as eventuais feições estruturais presentes, avaliando-se assim as potencialidades e limitações da sísmica de reflexão rasa no ambiente costeiro *onshore*.

Além disso, buscou-se avaliar a metodologia de integração de diferentes métodos sísmicos utilizando-se um mesmo registro para a obtenção de uma seção geológica mais completa.

2 A PLANÍCIE COSTEIRA DE BERTIOGA: ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS

Uma característica importante do litoral paulista é a presença de vastas planícies costeiras na sua parte Sul. Gradativamente, essas planícies diminuem de extensão rumo ao Norte. Ao norte, o embasamento pré-cambriano atinge o mar em quase toda sua extensão, excetuando-se pequenas planícies formadas na parte externa por depósitos continentais e, na interna, por depósitos marinhos (MARTIN; SUGUIO, 1976). Ao sul, as extensas planícies são formadas por depósitos marinhos e flúvio-lagunares (MARTIN; SUGUIO, 1976). As diferentes planícies são separadas entre si por pontões do embasamento cristalino que atingem o mar. A planície costeira de Bertioga está localizada a Nordeste da planície de Santos, estendendo-se por cerca de 45 Km, com largura máxima de 7 a 8 Km (SUGUIO; MARTIN, 1978), sendo banhada pelas bacias dos rios Itapanhaú, Itaguapé e Guaratuba (SOUZA, 2007). A figura 2.1 apresenta um mapa do litoral paulista com destaque para o município de Bertioga, local de estudo.

Na região de Bertioga, predominam na composição do embasamento cristalino rochas de médio a alto graus metamórficos (gnaisses, migmatitos e oftalmitos), do ciclo brasileiro (FIERZ, 2008).

Segundo Martin e Suguio (1978), de um ponto de vista geomorfológico, ao Norte, a planície costeira paulista tem característica de submersão, enquanto ao Sul, de emersão. Essa distinção pode ser atribuída às diferenças na dinâmica de sedimentação, ou mais provavelmente às atividades neotectônicas, já que todos os rios no litoral paulista (com exceção do rio Ribeira de Iguape) fluem da Serra do Mar, implicando em uma taxa de sedimentação equivalente ao Norte e ao Sul da planície (SUGUIO; MARTIN, 1996). Segundo Martin e Suguio (1975), o bairro de Boracéia em Bertioga marca o limite natural entre essas zonas de diferentes características geomorfológicas.

As armadilhas de retenção de sedimentos dão origem a algumas feições deposicionais como esporões ou pontões arenosos, barras arenosas, tómbolos e praias de cabeça de baía. A formação dessas feições está associada às correntes de deriva litorânea (*longshore current*; SOUZA *et al.*, 2008). Segundo Suguio e Martin (1978), os morros cristalinos encontrados na região de Bertioga foram unidos ao continente através de tómbolos.

Feições litorâneas do tipo cordões litorâneos ou cristas praiais têm sua origem associada a mecanismos mais complexos, envolvendo variações do nível relativo do mar (NM) de longo período (transgressões e regressões), ventos, ondas/correntes geradas por ondas, aporte de sedimentos, morfodinâmica praial e declividade da plataforma continental adjacente (SOUZA *et al.*, 2008). Em uma regressão marinha, à medida que o NM desce, bancos arenosos vão sendo deixados para trás enquanto a linha de costa avança em direção ao mar (progradação). A continuidade desse processo forma planícies de cordões arenosos ou cristas praiais (figura 2.2). Com o passar do tempo, provavelmente devido a processos erosivos e de neotectônica, os cordões litorâneos se tornam alçados em relação ao NM, sendo então denominados de terraços marinhos (SOUZA *et al.*, 2008).

Figura 2.2 - Planície costeira composta por sucessivos alinhamentos de cristas praiais ou cordões litorâneos em linha costeira regressiva (SUGUIO, 2003 *apud* SOUZA *et al.* 2008).

As flutuações do nível relativo do mar e o transporte longitudinal de areia, associados a mudanças paleoclimáticas, são fatores controladores da formação das planícies costeiras brasileiras (SUGUIO, 2010). A planície costeira de Bertioga é em geral caracterizada por um sistema de relevo de agradação, possuindo altitudes inferiores a 20 m (ALMEIDA, 1964). A formação dessa planície está também intimamente ligada a processos de isolamento e colmatagem de braços de mar e ao fechamento de antigas lagunas (FIERZ, 2008). Esses processos podem ocorrer devido às variações do nível relativo do mar.

As variações do nível relativo do mar durante o Quaternário foram caracterizadas por várias fases transgressivas e regressivas do mar. A maior parte dos depósitos arenosos em Bertioga foi originada durante a última grande transgressão do mar (SUGUIO; MARTIN, 1978), conhecida como Transgressão Holocênica ou de Santos, cujo máximo aconteceu há aproximadamente 5.100 anos A. P., elevando-se o mar de aproximadamente 4,5 m acima do nível atual (SUGUIO *et al.*, 1985). Outra transgressão menor (segundo máximo Holoceno) que ocorreu há 3.600 anos A. P., com máximo a 3 m acima do nível do mar atual (SUGUIO *et al.*, 1985), também foi importante para a sedimentação da planície (SUGUIO; MARTIN, 1978; SOUZA, 2007; figura 2.3). Apesar da maioria dos depósitos marinhos serem de origem holocênica, Martin e Suguio (1976) sugerem a existência de depósito marinho mais antigo, correlacionável à Formação Cananéia e recoberto pelos depósitos recentes. Esse depósito estaria relacionado à penúltima grande transgressão, conhecida como Transgressão Cananéia, cujo máximo aconteceu há aproximadamente 120.000 anos A. P., elevando-se o mar de $8 \text{ m} \pm 2 \text{ m}$ (SUGUIO, 2010). Rumo ao sopé da Serra do Mar, os depósitos marinhos são recobertos por sedimentos continentais (alúvio-coluviais).

Figura 2.3 - Relação entre depósitos holocênicos e as transgressões holocênicas em Bertioga. As idades indicadas na figura foram fornecidas por datações (modificado de SUGUIO; MARTIN, 1978).

Areias pleistocênicas transgressivas foram depositadas durante o máximo da Transgressão Cananéia, quando o mar atingiu o sopé da Serra do Mar. Conforme foi havendo a regressão do nível do mar, essas areias foram sendo erodidas ou recobertas por cordões litorâneos pleistocênicos (SUGUIO; MARTIN, 1978). Após a erosão parcial e o alçamento, esses depósitos formaram terraços marinhos pleistocênicos. Nesse mesmo período, houve também a formação de vales devido à erosão. Durante o máximo da Transgressão de Santos, as partes mais altas dos terraços foram erodidas. As areias resultantes dessa erosão foram retrabalhadas, ocorrendo a deposição holocênica. Nesse estágio, os vales foram preenchidos por água e sedimentos argilo-arenosos, formando lagunas. Durante a regressão do nível do mar, houve erosão de depósitos superficiais, ressecamento das lagunas e formação de cordões arenosos litorâneos, que se tornaram posteriormente terraços marinhos holocênicos. A figura 2.4 mostra um modelo da evolução da planície de Cananéia-Iguape, que pode ser utilizado para se entender a formação da planície de Bertioga (SUGUIO; MARTIN 1976). A figura 2.5 apresenta um perfil interpretativo dessa planície.

Em Bertioga, além dos modelados típicos de planície marinha, encontram-se planícies aluviais resultantes de processos fluviais e sujeitas a inundações periódicas, planícies colúvio-aluvionares nas áreas de transição entre ambientes continentais e marinhos, apresentando uma descontinuidade ao longo do sopé das vertentes, e pequenas planícies de maré localizadas junto à foz dos rios (SOUZA, 2007).

Figura 2.4 - Modelo de evolução da planície de Cananéia-Iguape que pode ser usado para se entender a formação da planície de Bertioga (SUGUIO; MARTIN, 1976).

Figura 2.5 - Perfil interpretativo da planície costeira de Bertioga (SUGUIO; MARTIN, 1976).

2.1 Área de estudo

Souza (2007) mapeou os ambientes sedimentares de Bertioga, denominando-os de Unidades Geológico-Geomorfológicas (UQ) de linha de costa, planície costeira e baixa-média encosta. Esse mapeamento foi feito com métodos clássicos de mapeamento geológico de unidades quaternárias e delimitação das unidades através do princípio de zona homogênea (SOUZA, 2007). O mapa com as UQ está apresentado na figura 2.6.

Dentro da faixa das UQs, em uma viagem de reconhecimento, foram visitados diferentes pontos para a escolha de locais para a realização de testes sísmicos de análise de ruído. A partir da análise dos resultados desses testes seria definido o local da aquisição CMP. Os locais escolhidos estão indicados na figura 2.6 e estão referenciados aqui como localidades A (LA) e B (LB).

Essas localidades foram escolhidas por serem locais de fácil acesso, com pouco ou nenhum ruído urbano e com possibilidade de se estender uma linha sísmica por mais de 1 Km. Na localidade B, de acordo com o mapeamento feito por Souza (2007), têm-se os depósitos holocênicos referentes à unidade LCD. Na localidade A, encontra-se o complexo Cx-LPTa-LCD, de idade pleistocênica.

Figura 2.6 - Mapa com as unidades quaternárias da planície costeira e baixa e média encostas de Bertioga e indicação dos locais dos ensaios sísmicos A (LA) e B (LB) (modificado de Souza, 2007).

A seguir faz-se as descrições das UQ extraídas de Souza (2007):

Pr – depósitos de areias muito finas a finas em praias atuais, de estado morfodinâmico intermediário a dissipativo de alta energia.

LOL – depósitos pelítico-arenosos de planícies de maré atuais.

LHTb (nível d'água - NA: 0,40-1,20 m) e **LHTa** (NA: 0,40-1,20 m) – duas gerações de depósitos marinhos arenosos (areias finas e muito finas, bem e muito bem selecionadas) que apresentam feições de cordões litorâneos (LHTb) e terraços marinhos baixos (LHTa), podendo ocorrer depósitos eólicos no topo. A primeira geração (LHTa) é mais elevada (cotas entre 3 e 4 m acima do nível do mar atual), mais antiga e encontra-se mais afastada da linha de costa, formando terraços amplos que podem ou não preservar a morfologia de topo em forma de cordões. A segunda geração (LHTb) é mais baixa (cotas entre 1,5 a 2,5 m), mais jovem e bem próxima da linha de costa atual, preservando bastante a morfologia de cordões litorâneos. Ambas foram geradas durante o evento Transgressivo-Regressivo Santos. Datações por radiocarbono realizadas por Suguio & Martin (1978) em depósitos marinhos holocênicos próximos ao núcleo urbano de Bertioga já haviam apontado que, além do máximo transgressivo de 5.100 anos AP. ($4 \pm 0,5$ m), outro máximo menor ocorreu por volta de 3.600 AP., com nível de 3 m. Assim, LHTa pertenceria ao primeiro máximo e LHTb ao segundo.

LPTa (NA: 1,0 - >3,0 m) e **LPTb** (NA: 0,70-2,70 m) - duas gerações de depósitos marinhos arenosos (areias finas e muito finas, bem e muito bem selecionadas) que apresentam feições de terraços marinhos mais elevados que os holocênicos, podendo ocorrer depósitos eólicos no topo. A primeira geração (LPTa) é mais elevada (cotas entre 8 e 13 m acima do nível do mar), mais antiga e encontra-se mais afastada da linha de costa (distal), formando elevações altas e irregulares, em geral isoladas, mas que por vezes podem se prolongar lateralmente para terraços pouco amplos. A segunda geração é mais baixa (cotas entre 5 e 7 m), mais jovem e mais próxima à linha de costa, ocorrendo como amplos terraços marinhos de extensão lateral praticamente contínua em toda a área de estudo. Ambas são pleistocênicas. A segunda geração é certamente correlata ao evento Transgressivo-Regressivo Cananéia. No entanto, as características da primeira geração sugerem que esses terraços podem ser mais antigos que 120.000 anos A.P., podendo ser correlatos à Formação Morro do Icapara, descrita por Suguio & Martin (1994) apenas para a localidade homônima no Litoral Sul de São Paulo como provavelmente correlata à Barreira II de Villwock *et al.* (1986), do Pleistoceno médio (123.000?).

LPF (NA: 0,50-1,50 m) – constituem terraços fluviais antigos e alçados (cotas entre 7 e 10 m), formados por depósitos de planície de inundação (areias finas a pelitos muito pobremente selecionados), leito e barras (areias grossas a cascalhos muito pobremente selecionados). Estão presentes nas porções distais da planície costeira, sempre seguindo as áreas mais elevadas dos rios principais, caracterizadas pela ocorrência de canais longos e paralelos entre si. Em geral entremeiam os LPTa, estando em cotas similares ou pouco mais baixas do que eles. Representam depósitos reliquiais de ambientes fluviais provavelmente formados durante o Pleistoceno. Na Bacia do Rio Itapanhaú encontram-se a montante desse rio, isoladamente e em associação com LPTa, neste caso formando um complexo de difícil individualização, mesmo em fotografias aéreas de detalhe (1:10.000), denominado **Cx-LPTa/LPF**. Restos desses depósitos, certamente bem mais antigos, são observados também na base de um barranco de cerca de 7-8 m de espessura

aflorante às margens do Rio Itapanhaú (jusante), próximo ao núcleo urbano de Bertioga. Esses depósitos são sobrepostos por depósitos marinhos pleistocênicos (LHTb), os quais são recobertos por depósitos flúvio-lagunares provavelmente holocênicos (areias muito finas ricas em biodetritos e fragmentos de depósitos marinhos pleistocênicos/espodossolos) que sustentam restos de um depósito de retrabalhamento de sambaqui no topo do afloramento (rico em restos de conchas, ossos e madeira, fragmentos líticos e de terraços marinhos pleistocênicos/espodossolos).

LCD (NA: $\leq 0,20\text{m}$) – depósitos que ocupam depressões formadas por ambientes estuarino-lagunares ativos durante o evento Transgressivo-Regressivo Santos, hoje preenchidas por sedimentos pelíticos (argilo-siltosos muito pobremente selecionados e orgânicos) de origem estuarino-lagunar e lacustre-paludial, ora soterrados por colúvios de baixada atuais (sedimentos pelítico-arenosos provenientes das encostas da Serra do Mar que são carregados pelos rios durante as enxurradas para a planície costeira e ficam aprisionados nessas depressões). Como essas áreas são entrecortadas por pequenos canais fluviais, os depósitos podem estar localmente associados a sedimentos aluvionares atuais. Ocorrem no meio e ao fundo das planícies costeiras, isoladamente (paleolagunas mais profundas) ou associados aos LPTa (paleolagunas mais rasas). Nas bacias dos rios Itaguaré e Guaratuba entremeiam restos de LPTa bastante erodidos e elevados, formando uma associação de difícil individualização das litologias, mesmo em fotografias aéreas de escala 1:10.000, denominado de complexo **Cx-LPTa/LCD**.

3 FUNDAMENTOS DA SÍSMICA DE REFLEXÃO RASA

3.1 Instrumentação

3.1.1 Geofones

Os geofones são transdutores eletromecânicos de velocidade em contato direto com o solo, responsáveis pelo registro do movimento da terra em função do tempo devido à propagação das ondas elásticas geradas pelas fontes sísmicas. No caso da sísmica *onshore*, a maioria dos geofones é do tipo transdutor eletromagnético (DOBRIN, 1976). Esse transdutor é constituído por uma bobina móvel suspensa por uma mola e um material magnético no interior responsável pela presença de um campo magnético permanente. O movimento da terra faz com que essa bobina se movimente relativamente às linhas de força do campo magnético, gerando uma tensão elétrica proporcional à derivada do deslocamento. Assim sendo, o traço sísmico gerado por um geofone é um sinal analógico elétrico do movimento do solo. A orientação da bobina determina a direção do movimento a que o geofone será sensível. A sensibilidade do geofone vertical à movimentação horizontal é nula já que a bobina permanece fixa em relação ao corpo magnético durante o movimento horizontal (TELFORD, GELDART, SHERIFF, 1990). A figura 3.1 ilustra um geofone e a visualização de seu interior.

A frequência natural de um geofone é aquela com a qual o geofone oscila sem estar amortecido ou a frequência em que ocorre ressonância quando o geofone é excitado pelo movimento do solo. Essa frequência depende da massa do sistema mola-bobina e da constante elástica da mola (DOBRIN, 1976).

Características importantes que definem o bom desempenho de um geofone são: frequência natural; sensibilidade; resistência da bobina; amortecimento; distorção harmônica; e ressonâncias parasitas (KNAPP, STEEPLES, 1986a).

Figura 3.1 - (A) Geofones vistos externamente, com visualização do interior de um deles. (B) Ilustração dos elementos no interior de um geofone. (Adaptado de BOKHONOK, 2005 e MILSOM, 2003)

Quando o geofone é movimentado devido a um pulso sísmico, a bobina em seu interior tende a continuar oscilando na frequência natural do geofone mesmo após a cessão do pulso. Esse efeito, conhecido como *ringing*, é indesejável devido ao fato de prejudicar o registro dos eventos posteriores. Para minimizar esse efeito o geofone é amortecido de forma que a oscilação da mola decresça a uma taxa suficiente para o registro do próximo evento. Há no sistema o amortecimento natural devido ao campo magnético secundário induzido pelo movimento da bobina, sendo esse campo secundário em oposição ao campo magnético permanente no geofone. Em adição ao amortecimento natural, há o amortecimento devido à resistência colocada nos terminais da bobina (resistência *shunt*). Tal resistência controla a quantidade de corrente na bobina. Quanto menor o seu valor, maior o grau de amortecimento (REYNOLDS, 1997). A figura 3.2 ilustra a resposta de geofones com diferentes graus de amortecimento.

Como se pode observar nesta figura, abaixo ou próximo da frequência natural, a resposta do geofone é bem atenuada, e este funciona como um filtro corta-baixa. Acima dessa frequência, a resposta do geofone tende a ficar constante.

Figura 3.2 - Resposta dos geofones com diferentes graus de amortecimento. (Adaptado de DOBRIN, 1976)

Os geofones empregados na sismica de reflexão rasa possuem frequências naturais entre 28 e 100 Hz, com uma largura da banda que chega a 10 - 15 vezes o valor da frequência natural. Na maioria dos estudos são utilizados geofones com frequências entre 30 Hz e 50 Hz. Tal prática é adotada em virtude de a maioria das condições geológicas transmitirem energias com frequências menores que 100 Hz (STEEPLES *et al.*, 1997).

Um dos fatores mais importantes em uma aquisição sísmica é o acoplamento do geofone ao terreno, fator esse intimamente associado à qualidade da medição de vibração do solo pelos geofones. Um mau acoplamento do geofone reduz sua área de contato com o solo e adiciona fatores mecânicos na função resposta do geofone (KNAPP, STEEPLES, 1986b). Segundo Krohn (1984), a resposta do acoplamento não é sensível à massa e ao diâmetro do geofone, mas sim ao quão compacto está o solo.

3.1.2 Fontes sísmicas

Considerando que em uma aquisição sísmica busca-se obter a profundidade de investigação e a resolução necessárias para o alvo a ser estudado, a fonte sísmica ideal é

aquela que gera um pulso num tempo mínimo, com amplo espectro de frequências e com alta energia. Dessa forma, a escolha da fonte sísmica é de extrema importância, uma vez que ela deve gerar um sinal mensurável com boa relação sinal/ruído, que penetre até a profundidade desejada, e cujo pulso tenha a menor duração possível para garantir uma boa resolução. A profundidade de penetração do sinal está associada às baixas frequências emitidas pela fonte, enquanto que a resolução do sinal depende de a fonte sísmica emitir uma larga banda de frequências (inclusive altas frequências). Na literatura há diversos trabalhos que discutem as diferentes características das fontes sísmicas utilizadas nos trabalhos de sísmica rasa (DOLL, MILLER, XIA, 1998; FEROCI *et al.*, 2000; HERBST *et al.*, 1998; KEISWETTER, STEEPLES, 1995; KNAPP, STEEPLES, 1986b; MILLER *et al.*, 1986, 1992, 1994; PULLAN, MacAULAY, 1987).

As fontes sísmicas podem ser divididas em três categorias: fontes de impacto; fontes impulsivas; e fontes de vibração ou sequencial (série de impactos) no caso do método Mini-Sosie. O quadro 3.1 exemplifica algumas fontes sísmicas de acordo com as categorias mencionadas.

Impacto	Impulsiva	Vibração/sequencial
Marreta	Rifle sísmico	Mini-Sosie (BARBIER <i>et al.</i> , 1976)
Queda de peso	Dinamite	Vibroseis

Quadro 3.1 - Fontes sísmicas.

As fontes superficiais (não invasivas), como a marreta e a queda de peso, geram muito mais ondas superficiais e um conteúdo maior de onda aérea, enquanto as subsuperficiais (invasivas), como a fonte dinamite e rifle sísmico, geram uma maior quantidade de ondas de corpo. O conteúdo de onda aérea no dado pode se sobrepor ao das reflexões, podendo assim ser um ruído importante (PULLAN, MacAULAY, 1987). Fontes subsuperficiais transmitem uma maior quantidade de energia e resultam numa diminuição considerável da quantidade de ruído no dado (FEROCI *et al.*, 2000). Fontes superficiais, no entanto, são mais econômicas e práticas e em determinadas situações são as únicas opções

de fonte a serem aplicadas.

Há diferentes fatores, extrínsecos e intrínsecos, a serem considerados na escolha de uma fonte sísmica (KNAPP, STEEPLES, 1986b). Custo, características espectrais, eficiência, praticidade, repetitividade do sinal emitido, quantidade de energia liberada e segurança são aspectos importantes, assim como as características do meio estudado, já que o desempenho de uma fonte sísmica é fortemente sítio-dependente (HERBST *et al.*, 1998; MILLER *et al.*, 1994; PULLAN, MacAULAY, 1987). Por exemplo, rifles sísmicos tendem a fornecer resultados melhores em sedimentos finos e saturados, ao passo que em sedimentos grossos e com nível d'água profundo, o desempenho da fonte marreta pode ser igual ou superior ao do rifle sísmico (MILLER *et al.*, 1994).

A repetitividade de uma fonte sísmica está associada às semelhanças das características espectrais (fase e amplitude) entre todos os registros feitos em uma mesma posição durante a aquisição. A repetitividade implica que a soma dos sinais resultará em uma maior relação S/R (Sinal/Ruído). O sinal gerado pela fonte marreta pode ser altamente repetível se a mesma pessoa executar todos os disparos e se não houver alteração no jeito com que ela impacta a marreta na base metálica sobre o terreno (STEEPLES, MILLER, 1990). Fontes do tipo queda de peso têm uma repetitividade maior que a fonte marreta, uma vez que naquela o fator humano não existe. A repetitividade com fontes explosivas é mais difícil de ser obtida. No entanto, pode-se obter sinais aproximadamente semelhantes utilizando-se sempre a mesma cavidade para a colocação dos explosivos, e preenchendo-as com água (KNAAP, STEEPLES, 1986b). Fontes do tipo rifle são altamente repetíveis. Num levantamento, mudanças na assinatura da fonte são mais provavelmente devidas à geologia ou ao posicionamento do rifle (STEEPLES, MILLER, 1990). As assinaturas de fontes como as empregadas no método Mini-Sosie (BARBIER *et al.*, 1976), podem ser muito distintas e dependem de variações nas condições da superfície, taxa de impacto, e habilidade do operador. Entretanto, o grande número de impactos (usualmente maiores que 1000/ponto de tiro) resulta em uma assinatura média com bom empilhamento (KNAAP, STEEPLES, 1986b).

Dentre as fontes sísmicas, a marreta é a que apresenta a maior praticidade, o mais baixo custo e uma maior segurança. A aplicação dessa fonte consiste em uma pessoa impactar a marreta em uma placa metálica sobre a superfície do terreno. A desvantagem dessa fonte, no entanto, é que em razão da taxa para a melhoria da razão S/R ser

equivalente à raiz quadrada do número de impactos, para se melhorá-la em 10 vezes são necessários 100 impactos (REYNOLDS, 1997). A repetitividade do sinal é prejudicada com a deformação contínua do local do terreno com os diversos impactos.

Em relação às características espectrais, a duração do pulso emitido pela fonte marreta é geralmente maior do que a do rifle sísmico, o que implica que dados gerados com esta última fonte oferecem, potencialmente, maior resolução vertical. A figura 3.3 mostra um resultado em que o rifle sísmico (Bufalo gun) forneceu dados com energia até duas ordens maior em uma banda de frequências entre 100 Hz e 500 Hz em relação à fonte marreta.

A energia emitida por uma fonte em uma aquisição sísmica depende de diversos fatores como geologia próxima à superfície; profundidade do nível d'água; atenuação intrínseca associada às rochas. Em comparação à fonte explosiva dinamite, a marreta não tem potencialidade para emitir quantidade de energia semelhante, embora a energia emitida seja recomendável para atingir alvos de profundidades de 15 a 45 m (KNAPP, STEEPLES, 1986b). Apesar desse intervalo de recomendação, profundidades de investigação maiores podem ser encontradas dependendo das condições de geologia do local. Embora os rifles sísmicos forneçam resolução vertical melhor do que a marreta, os de baixo calibre são recomendáveis para mapear alvos com profundidades de até 15 m (KNAPP, STEEPLES, 1986b).

Figura 3.3 - Registros sísmicos obtidos por Pullan e MacAulay (1987) mostrando as amplitudes relativas entre três fontes sísmicas em Breckenrigge (Quebec). Abaixo estão os espectros de potencia das três fontes (média de 12 registros).

3.2 Ondas elásticas propagantes no meio

As ondas sísmicas podem ser entendidas como minúsculos pacotes de energia elástica que se propagam no meio com velocidades que dependem das propriedades elásticas e da densidade do meio. Há dois principais tipos de ondas elásticas: as ondas de corpo (ou de volume) e as ondas de superfície.

As ondas de corpo, que se propagam pelo volume de um meio, podem ser de dois tipos: ondas P, também conhecidas como ondas longitudinais, primárias ou compressionais; e ondas S, também conhecidas como ondas transversais, secundárias ou de cisalhamento. Quando as ondas P se propagam, as partículas oscilam na mesma direção de propagação da onda, ao contrário das ondas S, em que as partículas têm uma oscilação perpendicular à

direção de propagação, sendo classificadas como SH (partículas vibrando na horizontal) e SV (partículas vibrando na vertical).

As ondas superficiais são aquelas que ficam confinadas entre interfaces de meios com contraste de propriedades elásticas, especialmente próximas à superfície da Terra. Essas podem ser classificadas como ondas *Rayleigh* e ondas *Love*. As ondas *Rayleigh* são uma composição de ondas P com SV. Devido à diferença de fase na propagação dessas duas ondas, o movimento de partícula é elíptico retrógrado em um plano vertical em relação à superfície, com amplitude diminuindo exponencialmente com a profundidade (SHEARER, 1999). A onda superficial *Love*, por sua vez, é uma composição de ondas SH e existe somente em um meio com uma camada de baixa velocidade de propagação da onda S sobreposta a uma camada com alta velocidade de propagação da onda S. As partículas se movimentam perpendicularmente à direção de propagação e paralelamente à superfície.

Uma característica importante das ondas superficiais em meios estratificados é que as diferentes componentes de frequência da onda se propagam com diferentes velocidades. Esse fenômeno, que depende da estrutura física do meio pelo qual as ondas se propagam, é conhecido como dispersão, e não é observado na propagação das ondas de corpo.

Na sismica de reflexão, a onda superficial que aparece no dado é a onda *Rayleigh*. Essa onda se apresenta como um evento de grande amplitude e baixa frequência, conhecido como *ground roll* (GR). O GR pode se sobrepor às reflexões, sendo por isso considerado como ruído nos dados de sismica de reflexão.

As ondas de corpo P são as mais importantes e empregadas na exploração sísmica, e a reflexão dessas ondas é que serão analisadas neste trabalho. As fórmulas 3.1 e 3.2 expressam a dependência das velocidades das ondas P e S, V_p e V_s , com as propriedades elásticas k (módulo volumétrico) e μ (módulo de cisalhamento) e a densidade ρ do meio (REYNOLDS, 1997):

$$V_P = \left(\frac{k+4\mu/3}{\rho} \right)^{1/2} \quad \text{Eq. 3.1}$$

$$V_S = \left(\frac{\mu}{\rho} \right)^{1/2} \quad \text{Eq. 3.2}$$

A propagação de uma onda sísmica a partir de um ponto onde houve uma perturbação no meio pode ser compreendida pelo princípio de Huygens. Esse princípio diz que os pontos em uma frente de onda inicial atuam como fontes secundárias de novas ondas esféricas. A partir de certo intervalo de tempo, o envelope dessas novas ondas define uma nova frente de onda.

Ao longo de sua propagação, as ondas sísmicas estão sujeitas a perdas de energia, evidenciadas no dado sísmico pela perda de amplitude. Os principais tipos de perda de energia são por divergência esférica, atenuação intrínseca e espalhamento (*scattering*). A perda por divergência esférica se dá pela distribuição da energia inicial gerada pela fonte sísmica sobre a superfície esférica da frente de onda de área $4\pi r^2$, sendo r a distância percorrida pela onda a partir do ponto de sua geração. Como a área dessa superfície aumenta com o tempo conforme a onda se propaga, a energia da onda diminui em uma razão de $1/r^2$ e a amplitude em uma razão de $1/r$. A atenuação intrínseca está associada à transformação de energia em calor devido à fricção entre as partículas enquanto a onda viaja pelo meio. Essa atenuação varia com o tipo de material do meio (REYNOLDS, 1997). A atenuação por espalhamento se dá pela perda de energia por reflexão, refração e difração quando a onda encontra heterogeneidades no meio. A figura 3.4 ilustra os efeitos de perda de energia que ocorrem durante a propagação da onda.

Figura 3.4 - Ilustração dos efeitos de perda de energia ao longo da propagação da onda sísmica. (Adaptado de REYNOLDS, 1997).

Quando uma onda atinge uma interface entre camadas com diferentes impedâncias acústicas (produto da velocidade da onda sísmica e da densidade do meio), uma parte da energia é refletida e a restante é transmitida para o meio seguinte. As amplitudes relativas entre as ondas refletidas e transmitidas são descritas pelas equações de Zoeppritz, sendo relacionadas às velocidades sísmicas e densidades dos diferentes meios. De maneira simplificada, para uma incidência normal ou de baixo ângulo ($< 20^\circ$), o grau de refletividade pode ser calculado pelo coeficiente de reflexão R (equação 3.3), que é a razão da amplitude da onda refletida (A_1) com a amplitude da onda incidente (A_0). O coeficiente R também é função das impedâncias acústicas, Z_1 e Z_2 , das camadas em contato. Nas mesmas condições de incidência normal ou de baixo ângulo ($< 20^\circ$), o grau de transmissividade é a razão da amplitude da onda transmitida (A_2) com a amplitude da onda incidente (A_0), sendo também em função das impedâncias Z_1 e Z_2 (equação 3.4). Apesar de os conceitos se referirem às reflexões incidindo e emergindo a partir de um ponto em subsuperfície, a reflexão é gerada em uma área finita onde a frente de onda incide. Essa área é conhecida como primeira zona de Fresnel (figura 3.5). Assim, o coeficiente de reflexão em uma interface está relacionado à resposta média da primeira zona de Fresnel (REYNOLDS, 1997).

$$R = \frac{A_1}{A_0} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad \text{Eq. 3.3}$$

$$T = \frac{A_2}{A_0} = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad \text{Eq. 3.4}$$

Figura 3.5 - Primeira zona de Fresnel sobre um refletor de profundidade h . λ é o comprimento de onda e r o raio da zona de Fresnel.

3.3 Parâmetros e técnicas de aquisição

A escolha dos parâmetros de aquisição de uma aquisição CMP é etapa importante para se otimizar ao máximo o registro dos eventos de interesse no sismograma. Os principais parâmetros de aquisição são: tipo de lanço; afastamento mínimo; afastamento máximo; intervalo entre geofones; intervalo entre tiros; cobertura; janela temporal e intervalo de amostragem temporal.

Os tipos de lanço mais comuns são o *end-on* e o *split-spread*. No *end-on*, o ponto de tiro fica situado externamente ao arranjo de geofones, enquanto que no *split-spread* ele fica internamente ao arranjo (figura 3.6). Em ambos, se os deslocamentos dos pontos de tiro são equivalentes aos deslocamentos do arranjo de geofones e feitos de forma simultânea, tem-se a aquisição CMP convencional. Pode-se adotar um esquema não convencional em que os

tiros, começando externamente ao arranjo, vão avançando para o interior do arranjo. Uma quantidade de geofones é deslocada para o final do arranjo, com os geofones restantes se mantendo fixos. A vantagem dessa técnica é a de os ensaios serem feitos de forma mais rápida e eficiente que a técnica convencional. A figura 3.6 ilustra alguns tipos de lanço.

Figura 3.6 – Ilustração das geometrias *end on* e *split-sread* empregadas na aquisição CMP. (Adaptado de TELFORD, GELDART, SHERIFF, 1990)

No caso da sismica de reflexão rasa, o intervalo adequado entre o afastamento mínimo e o afastamento máximo é aquele que contém pouca interferência do *ground roll* e da onda aérea sobre as ondas refletidas. O espaçamento entre geofones é escolhido em função do afastamento mínimo, do afastamento máximo e do número de canais do sismógrafo, com o intuito de se obter a resolução lateral necessária. Recomenda-se pelo menos dois geofones consecutivos dentro da zona de Fresnel para uma boa amostragem dos refletores (KNAPP, STEEPLES, 1986b).

A janela de tempo de registro é estabelecida preliminarmente a partir de estimativas das velocidades de propagação das ondas sísmicas nos estratos geológicos do meio, da profundidade dos alvos em questão, e do máximo afastamento adotado. Normalmente na sismica de reflexão rasa o tempo total da janela de aquisição não ultrapassa 400 ms.

A escolha do intervalo de amostragem temporal, Δt , determina a frequência máxima (frequência de *Nyquist* = $1/2\Delta t$) que o sinal sísmico pode ser reconstruído sem a ocorrência de falseamento (*alias*). Assim, o intervalo de amostragem máximo (Δt_{MAX}) deve ser pequeno o suficiente de forma que a máxima frequência do sinal (f_{MAX}) possa ser reconstruída (inequação 3.5). Normalmente na sismica rasa os intervalos são estabelecidos entre 0,125 ms e 0,25 ms, o que implica que o sinal pode ser reconstruído para até frequências de 2000 ou 4000 Hz, muito superiores às encontradas nas investigações rasas.

$$\Delta t_{MAX} \leq \frac{1}{2f_{MAX}} \quad \text{Eq. 3.5}$$

O intervalo máximo de amostragem espacial (Δx_{MAX}), relacionado com a amostragem temporal e com a velocidade mínima estimada para o meio (v_{MIN}), é obtido por:

$$\Delta x_{MAX} \leq \frac{v_{MIN}}{2f_{MAX}} \quad \text{Eq. 3.6}$$

Apesar de todas as determinações teóricas dos parâmetros de aquisição, estes são finalmente definidos e confirmados após testes de análise de ruídos (*walkaway noise test*).

Essa etapa, indispensável em uma aquisição sísmica CMP, além de ajudar na confirmação dos parâmetros de aquisição já citados, auxilia na determinação do melhor local para execução dos ensaios dentro de uma região de estudo; na escolha da fonte sísmica mais apropriada para esse local; na obtenção de informações preliminares quanto à geologia (por exemplo, profundidades esperadas para o embasamento); e posteriormente no planejamento do tipo de lanço a ser adotado. Nesse teste, é acoplado ao terreno um conjunto de geofones espaçados entre si de um curto espaço, e os registros são feitos com alta frequência de amostragem temporal. O primeiro tiro é efetuado a um afastamento mínimo equivalente ao espaçamento entre geofones. Após isso, o conjunto de geofones é deslocado de uma distância equivalente ao comprimento do arranjo e um novo tiro é efetuado no mesmo ponto anterior. Esse procedimento é repetido quantas vezes forem necessárias até não se verificar mais o registro de ondas refletidas para os maiores afastamentos. Quando os pontos de tiros são deslocados ao invés do arranjo de geofones, o teste é denominado como pseudo-análise de ruídos. Os locais para a execução desse procedimento têm que ser representativos da área total de aquisição, ou seja, as seções sísmicas obtidas a partir desses testes devem, em tese, ser representativas do conteúdo de sinal e ruído da área de forma que os parâmetros de aquisição escolhidos possam ser

aplicados em toda extensão da linha sísmica. A figura 3.7 ilustra como o teste é executado. Concatenando-se todos os registros de tiros obtidos, pode-se definir a janela sísmica ideal, ou seja, aquela que permite a visualização das ondas refletidas com mínima interferência de outros eventos.

Figura 3.7 - Ilustração de um teste de análise de ruídos (Adaptado de Hunter et al. 1989 apud DOURADO, 2007)

A técnica CMP (*commom mid point*), descrita e desenvolvida por Mayne (1962), é uma das principais utilizadas na sísmica de reflexão. O termo CDP (*common depth point*) é muitas vezes aplicado de forma indistinta em relação ao termo CMP, o que é válido em situações ideais onde os refletores são horizontais e quando não há variações laterais de velocidade. Essa técnica objetiva amostrar um mesmo ponto em subsuperfície diversas vezes, cada uma delas com um afastamento fonte-receptor (*offset*) distinto. O número de vezes que um ponto em subsuperfície é amostrado é conhecido como multiplicidade; e este valor multiplicado por 100 %, como cobertura. Assim, por exemplo, se um ponto é amostrado 12 vezes, a multiplicidade é de 12, e a cobertura, de 1200 %. Na sísmica de

investigação rasa são muito comuns aquisições com coberturas de 1200 %.

Em uma aquisição sísmica convencional, a cobertura C pode ser calculada pela fórmula 3.7. A figura 3.8 ilustra uma aquisição CMP convencional com cobertura de 600 %.

$$C = \frac{N \Delta g}{2 \Delta p} \quad \text{Eq. 3.7}$$

onde N e Δg são respectivamente o número de geofones e o espaçamento entre eles, e Δp a distância entre os pontos de tiro.

Figura 3.8 - Ilustração da aquisição CMP com 24 canais e deslocamento da fonte com um intervalo de dois geofones, resultando em uma aquisição com cobertura de 600 % (PRADO, 2000).

O conjunto de traços que contêm reflexões de um mesmo ponto em subsuperfície é denominado de agrupamento ou conjunto CMP. O tempo de percurso da onda refletida registrada num determinado traço sísmico do agrupamento CMP é dado pela seguinte expressão:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \quad \text{Eq. 3.8}$$

onde x é o *offset* (distância fonte-geofone), t_0 o tempo da reflexão (percurso de ida e volta da onda) para o *offset* nulo (igual a $2h/v$, onde h é a profundidade da interface refletora), e v

a velocidade de propagação da onda no meio.

A expressão acima corresponde a uma equação que define uma hipérbole. Sendo assim, num conjunto CMP o evento correspondente a uma reflexão em uma determinada interface em subsuperfície terá um incremento de tempo cada vez maior na medida em que a distância fonte-receptor aumenta. Esse aumento é conhecido como *move out* (sobretempo) e sua correção, ou seja, a redução do tempo de percurso ao tempo de uma trajetória normal, onde fonte e receptor estariam em um mesmo ponto em superfície (posição CMP), é conhecida como correção NMO (*normal move out*), ou correção do sobretempo normal.

Após a correção NMO dos traços em um agrupamento CMP é feito o empilhamento dos traços resultantes, reforçando-se as reflexões e diminuindo-se o conteúdo ruidoso, ou seja, o resultado disso é um aumento na razão sinal-ruído (S/R). Teoricamente, a melhoria na razão S/R das reflexões é proporcional à raiz quadrada da cobertura adotada (STEEPLES, MILLER, 1990).

3.4 Resoluções verticais e laterais do sinal

A resolução é definida como o limite em que dois alvos podem ser distinguidos em um dado sísmico. Ela é determinada em função do comprimento de onda.

A resolução vertical de um sinal está associada à largura da banda de frequência emitida pela fonte e não somente ao conteúdo de altas frequências (YILMAZ, 2001). A figura 3.9 apresenta dois pulsos com diferentes larguras da banda de frequências, em que observa-se que o pulso com largura de banda maior é mais estreito.

Figura 3.9 - Pulsos com diferentes larguras de banda de frequências. O pulso com largura de banda maior é mais estreito. (Adaptado de YILMAZ, 2001)

A resolução vertical pode ser calculada pelo critério do comprimento de onda registrado: $\lambda/4$, demonstrado por WIDESS (1973), onde λ é o comprimento de onda, definido por $\lambda=V/T$, sendo V a velocidade da onda e T o período dominante.

A resolução horizontal (ou lateral) está associada à capacidade de se distinguir no dado, dois alvos laterais, como, por exemplo, uma descontinuidade devido a uma falha. A resolução lateral está relacionada à primeira zona de Fresnel (REYNOLDS, 1997; figura 3.5) expressa na fórmula seguinte:

$$r = \left(\frac{V}{2}\right) \left(\frac{t}{f}\right)^{1/2} \quad \text{Eq. 3.9}$$

onde r é o raio da zona de Fresnel, v a velocidade da onda sísmica no meio, t o tempo duplo de percurso e f a frequência dominante do sinal. Dois eventos laterais separados por uma distância menor que r não podem ser distinguidos no registro sísmico.

4 SÍSMICA DE REFLEXÃO APLICADA A AMBIENTES COSTEIROS: UMA REVISÃO DA LITERATURA

Não há trabalhos publicados no Brasil de sísmica de reflexão rasa *onshore* em ambientes costeiros. No entanto, na literatura internacional encontram-se estudos aplicando-se a sísmica nesses ambientes (BALIA *et al.*, 2003; BRADFORD, SAWYER, 2002; MARPLE, TALWANI, 2000; MONTEVERDE, MILLER, MOUNTAIN, 2000; SHTIVELMAN, GOLDMAN, 2000; BRABHAM, McDONALD, McCARROLL, 1999; PAINE, MORTON, BACHRACH, NUR, 1998; MILLER, XIA, 1997; GARNER, 1997; MILLER, McGEARY, MADSEN, 1996; GENAU *et al.*, 1994; FURUMOTO, CAMPBELL, HUSSONG, 1970). Por outro lado, em se tratando de trabalhos de sísmica de reflexão multicanal em ambiente *offshore*, têm-se diversos estudos publicados no Brasil (WESCHENFELDER *et al.*, 2010; ARTUSI, FIGUEREDO Jr, 2007; HATUSHIKA, SILVA, MELLO, 2007; TOMAZ, 2005; CORRÊA, ALIOTTA, WESCHENFELDER, 2004; LOPES, 2004) e em outros países (ROY *et al.*, 2008; ZECCHIN *et al.*, 2008; LARSSON, STEVENS, 2008; ROGERS *et al.*, 2006; ABDULLAYEV, 2000; LIU *et al.*, 2000; REBESCO *et al.*, 1998; PAVLIDIS, POLYAKOVA, 1997).

Há, também, muitos trabalhos tratando de levantamentos realizados sobre lâminas d'água em que são usados equipamentos mono-canal e fontes de alta frequência, entre 1 e 200 KHz (GIAGANTE *et al.*, 2011; WESCHENFELDER *et al.*, 2010; PEREIRA, WESCHENFELDER, CORRÊA, 2009; SOMOZA *et al.*, 2003; MISSIAEN, VERSTEEG, HENRIET, 2002; MARSET *et al.*, 1998; HAYNES *et al.*, 1993; HENRIET, VERSCHUREN, VERSTEEG, 1992; REYNOLDS, 1990).

O fato de se ter mais trabalhos de sísmica *offshore* do que *onshore* se deve em parte ao investimento maior em exploração que é feito na área *offshore* para a investigação petrolífera. Mas também devido às vantagens da sísmica em área *offshore* como menor custo, rapidez na execução dos ensaios e qualidade dos dados, muito superior comparada à da sísmica *onshore*. Os estudos feitos em terra nos ambientes costeiros são comumente para fins acadêmicos ou ambientais.

Em se tratando da questão ambiental em zonas costeiras, a sísmica de reflexão pode ser empregada para a caracterização de aquíferos (BRADFORD, SAWYER, 2002). Quando complementada com métodos elétricos e/ou eletromagnéticos, e dados de perfilagem de

poço, traz grande auxílio na delimitação de aquíferos e no estudo de suas propriedades físicas, constituindo-se numa importante ferramenta para subsidiar a elaboração de modelos de contaminação (BALIA *et al.*, 2003; SHTIVELMAN, GOLDMAN, 2000; MILLER, XIA, 1997; MILLER, McGEARY; MADSEN, 1996). A sísmica de reflexão rasa também tem sido empregada no mapeamento de sistema de falhas em subsuperfície, auxiliando na identificação de regiões de risco sísmico, por exemplo (MARPLE, TALWANI, 2000). Encontram-se também resultados promissores utilizando-se a sísmica para o mapeamento de depósitos sedimentares quaternários em ambientes costeiros (KANBUR *et al.*, 2010; MONTEVERDE, MILLER, MOUNTAIN, 2000; BRABHAM, McDONALD, McCARROLL, 1999; NEUMEIER, 1998; GENAU *et al.*, 1994; FURUMOTO, CAMPBELL, HUSSONG, 1970).

Nos estudos de mapeamento geológico em zonas costeiras, resolução (lateral e vertical) e profundidade de penetração do sinal são dois fatores fundamentais. A resolução do sinal é importante para se distinguir os contatos entre camadas sedimentares presentes, e também para mapeá-las vertical e lateralmente.

Em relação às fontes sísmicas, existe um comprometimento entre resolução e profundidade de investigação. A fonte sísmica ideal é aquela que fornece uma larga banda de frequências (incluindo baixas e altas frequências). Na prática, fontes muito energéticas garantem boa profundidade de investigação, mas inversamente podem não garantir boa resolução do sinal.

A escolha da fonte sísmica, nessas áreas, é assim uma etapa decisiva do estudo. Algumas fontes podem não ser apropriadas dependendo das condições superficiais do terreno. Fontes do tipo queda de peso, que liberam grande quantidade de energia, exigem solos bem compactados para suportar o impacto da fonte no terreno e garantir a repetitividade do sinal. Por outro lado existe a questão da acessibilidade da fonte ao local de estudo. Fontes de queda de peso, por serem locomovidas por caminhões, necessitam de locais onde haja uma estrada em boas condições para o acesso e para a coleta de dados. Fontes que empregam explosivos químicos requerem muito cuidado, já que podem causar danos ao meio ambiente, além de risco ao operador. A fonte marreta, por fim, apresenta algumas vantagens, que a viabilizaram para emprego nesse estudo. É uma fonte de fácil uso, de fácil locomoção para qualquer ambiente, baixo custo, e nem causa danos ao meio

ambiente. Verifica-se na literatura que no ambiente *onshore* costeiro o uso dessa fonte tem fornecido resultados com profundidades de investigação e resoluções do sinal satisfatórios. Paine, Morton e Garner (1997) em uma área na planície costeira sudeste do Texas conseguiram, com uma frequência média do sinal de 200 Hz, profundidades de investigação de 5 m a 200 m, com resolução vertical de 1 m a 2 m ($1/4$ do comprimento de onda; WIDESS, 1973). Miller, McGeary e Madsen (1996) em um estudo nas ilhas barreiras da planície costeira de Nova Jersey conseguiram atingir profundidades de 186 m, com uma resolução vertical de aproximadamente 1,9 m ($1/4$ do comprimento de onda; WIDESS, 1973). Brabham *et al.* (1999), em um estudo na planície costeira de Porth Neigwl (UK), obtiveram resultados utilizando a fonte marreta com qualidade comparável a de dados obtidos com explosivos para profundidades em torno de 40 m. Esses autores obtiveram resoluções melhores que 0,7 m com a fonte marreta ($1/4$ do comprimento de onda, WIDESS, 1973).

No local de estudo deste trabalho foram testadas nos ensaios de análise de ruído as fontes marreta e um compactador de solos, este último empregando a técnica Mini-Sosie (BARBIER *et al.*, 1976).

5 AQUISIÇÃO DE DADOS

5.1 Testes de análise de ruídos

Os testes de análise de ruídos foram efetuados para se definir o local da aquisição CMP e determinar os parâmetros ideais da aquisição: tipo de fonte sísmica, janela de aquisição, espaçamento entre geofones, esquema de deslocamento da fonte e do arranjo.

O quadro 5.1 mostra os equipamentos e os parâmetros de aquisição adotados para os testes nas localidades A e B. O intervalo de amostragem de 0,5 ms corresponde a uma frequência de Nyquist de 1000 Hz, alta o suficiente para registrar os sinais sísmicos sem ocorrência de falseamento. As linhas sísmicas dos ensaios de análise de ruído foram aproximadamente perpendiculares à linha de costa e os tiros foram feitos a leste do arranjo de geofones (para o lado da praia) ou a oeste do arranjo (para o lado da encosta da Serra do Mar). A janela de tempo de 1 s foi escolhida para permitir que os registros adquiridos pudessem ser utilizados com o emprego de outros métodos, como análise das ondas superficiais, por exemplo (SAMÕES, 2011, SOBREIRA, 2011). Todavia, os dados apresentados aqui estão limitados à janela de 0,2 s, suficiente para a visualização dos eventos de interesse.

Inicialmente, na localidade A, foram efetuados quatro tiros para o lado da praia próximos ao centro da localidade. Dois desses tiros foram feitos utilizando-se como fonte uma marreta de 8 Kg em afastamentos mínimos de 1 m e 97 m (figura 5.1), e outros dois com a fonte compactador, utilizando-se a técnica *Mini-Sosie* (BARBIER *et al.*, 1976) com afastamentos mínimos de 2 m e 98 m (figura 5.2).

Os registros assim obtidos, para cada uma das fontes empregadas, foram concatenados para a análise.

	Localidades	
	A	B
Número de canais do sistema	96	96
Fontes	marreta e compactador de solos	marreta
Afastamento mínimo	1 m e 97 m (marreta) e 2m e 98 m (compactador)	1m e 97m
Espaçamento entre geofones	1 m	1 m
Geofones	40 Hz	40 Hz
Intervalo de amostragem	0,5 ms	0,5 ms
Comprimento do registro	1 s	1 s

Quadro 5.1 - Equipamentos e parâmetros de aquisição adotados para os testes de análise de ruídos nas duas localidades.

Figura 5.1 - Sismogramas obtidos com a fonte marreta na localidade A. Estão concatenados tiros de afastamentos mínimos de 1 m e de 97 m.

Figura 5.2 - Sismogramas obtidos com a fonte compactador na localidade A. Estão concatenados tiros de afastamentos mínimos de 2 m e de 98 m.

Pode-se observar que nos sismogramas obtidos com as duas fontes não há registros de reflexões. Para verificar se a baixa razão S/R do dado esteve atrelada às condições locais do terreno, foram feitos também testes no início da seção da área A, mais próximo à praia. Foram executados dois tiros para leste do arranjo com afastamentos mínimos de um metro com a fonte marreta e dois metros com a fonte compactador. Os sismogramas obtidos estão apresentados na figura 5.3.

Figura 5.3 - Sismogramas obtidos no início da localidade. À direita, tiro efetuado com a fonte compactador com afastamento mínimo de 2 m e, à esquerda, com a marreta com afastamento mínimo de 1 m.

Embora, neste caso, possa-se inferir o registro de uma reflexão próxima a linha de tempo de 25 ms, aproximadamente, os sismogramas apresentaram baixa razão S/R, o que levou ao descarte dessa localidade para a realização das aquisições CMP. Assim, testes foram realizados na localidade B. Neste local foram efetuados quatro tiros com a fonte marreta, sendo dois tiros para leste do arranjo de geofones, com afastamentos mínimos de 1 m e 97 m (figura 5.4), e dois para oeste, com afastamentos mínimos de 1 m e 97 m (figura 5.5). Nestes testes descartou-se o uso do compactador como fonte sísmica, porque ela apresentou problemas de funcionamento. Ademais, pelos resultados obtidos na localidade A, pôde-se concluir que, comparativamente ao emprego da marreta, o compactador não apresentou desempenho superior (figura 5.3).

A figura 5.6 mostra os quatro sismogramas obtidos no teste de análise de ruídos concatenados. Foi utilizado um ganho de balanceamento lateral das amplitudes do sismograma e um ganho AGC (*Automatic Gain Control*) com janela de 0,3 s. Como se pode observar, os dados dos testes na localidade B foram muito promissores por apresentarem um bom registro de ondas refletidas. Isso levou à escolha definitiva desta localidade para a realização da aquisição sísmica CMP deste trabalho.

Figura 5.4 - Sismogramas obtidos na localidade B com tiros de marreta efetuados para o lado da praia. Estão concatenados tiros de afastamentos mínimos de 1 m e de 97 m.

Figura 5.5 - Sismogramas obtidos na localidade B com os tiros de marreta efetuados para o lado da escarpa da Serra. Estão concatenados tiros de afastamentos mínimos de 1 m e de 97 m.

Figura 5.6 - Sismogramas dos testes de análise de ruído na localidade B concatenados com destaque para as reflexões encontradas.

5.2 Descrição da aquisição CMP

As figuras 5.7, 5.8 e 5.9 mostram imagens dos locais onde foram realizados os ensaios. A figura 5.7 é uma imagem de satélite com indicação da área que compreende o depósito LCD relativo ao mapa de UQs da figura 2.6. A figura 5.8 é um mapa com curvas de contorno referentes à topografia do local de estudo. Nota-se que o local onde foi estabelecida a linha sísmica não tem variação na topografia. A figura 5.9 é uma foto tirada na área durante a aquisição. A linha sísmica foi estabelecida em uma estrada de serviços (acesso à captação de água) do condomínio existente no local.

Figura 5.7 - Foto aérea do local onde foram realizados os registros sísmicos. A linha sísmica está compreendida na unidade LCD (Depósitos paleolagunares holocênicos, lacustres e colúvios de baixada atuais; figura 2.6). As coordenadas UTM horizontal e vertical do ponto A são respectivamente 7371805 m e 402830 m. Fonte: Google Earth (2011)

Figura 5.8 - Topografia no entorno do local onde foi estabelecida a linha sísmica. Fonte: Google Maps (2011).

Figura 5.9 - Foto do local de aquisição ilustrando o terreno.

Os parâmetros de aquisição adotados estão apresentados no quadro 5.2. O sismograma concatenado da figura 5.6 mostrou que as reflexões podem ser visualizadas ao longo de toda janela de afastamentos testada. Assim, foi mantido o número de geofones e aumentado o espaçamento entre eles para 2 m, sem perda de resolução lateral. Utilizou-se a fonte marreta por ter resultado em melhores registros que os obtidos com o compactador nos testes de análise de ruído.

O esquema de aquisição adotado não foi o convencional comumente utilizado em aquisições CMP, mas o proposto por Le Diagon (2000) e batizado por Diogo (2004) de levantamento CMP “base fixa”.

A sequência de tiros deu-se no sentido praia-escarpa. O primeiro tiro foi dado a dois metros do primeiro geofone, e na sequência deslocados de oito em oito metros em direção ao centro do arranjo. Sempre que completados 12 tiros, houve uma mudança de base com os 48 primeiros geofones sendo deslocados para o final do arranjo e a fonte deslocada para ficar novamente a dois metros do primeiro geofone, repetindo-se novamente esse modo de aquisição. No total foram realizados 180 tiros, resultando em uma linha sísmica de aproximadamente 1,5 Km. A figura 5.10 ilustra o esquema de aquisição adotado.

Esse esquema propiciou uma multiplicidade máxima igual a 12 dos CMPs 43 ao 1386. Esse procedimento de aquisição tem uma significativa vantagem em relação ao convencional pela rapidez e facilidade de execução dos ensaios.

Uma área representativa da carta de empilhamento está apresentada na figura 5.11.

Número de canais de registro	96
<i>Offset</i> mínimo	2 m
<i>Offset</i> máximo	192 m
Fonte	Marreta
Espaçamento entre geofones	2 m
Geofones	40 Hz
Intervalo de amostragem	0,5 ms
Comprimento do registro	1 s

Quadro 5.2 - Parâmetros de aquisição adotados.

Figura 5.10 - Ilustração do esquema de aquisição adotado. O primeiro tiro (T1) começou a dois metros do primeiro geofone (G1), sendo deslocado de oito em oito metros em direção ao centro do arranjo. Completados 12 tiros, mudou-se a base, deslocando-se os 48 primeiros geofones para o final do arranjo, e a fonte para novamente um *offset* mínimo de dois metros.

No campo, antes de cada registro, os traços eram cuidadosamente monitorados em uma janela de ruídos, e os geofones que geravam traços ruidosos eram prontamente verificados quanto ao seu acoplamento, e quando essa operação não resultava em sucesso, substituídos.

Figura 5.11 - Carta de empilhamento apresentando somente os pontos amostrados com os primeiros 24 tiros. As áreas em vermelho apresentam os intervalos de CMPs com multiplicidades inferiores à máxima, e a área em azul o intervalo com multiplicidade máxima.

6 PROCESSAMENTO DOS DADOS

A figura 6.1 mostra o fluxograma de processamento aplicado. Todo processamento foi feito usando o aplicativo *Seismic Unix - SU* (COHEN; STOCKWELL, 2010) desenvolvido e distribuído pelo *Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines*, EUA.

Neste capítulo é descrita cada etapa do processamento, explicando-se a base teórica de maneira sucinta e os resultados obtidos.

Figura 6.1 - Fluxograma do processamento aplicado.

6.1 Edição dos dados

6.1.1 Conversão do formato SEG-2 para o formato SU

Com o desenvolvimento de diversos pacotes de aplicativos para o processamento de dados sísmicos houve a necessidade da criação de um formato padrão para o registro do sismograma. Assim, criou-se o formato SEG-Y em 1973 por um subcomitê da SEG - *Society of Exploration Geophysicists* (BARRY; CAVERS; KNEALE, 1975). O formato SEG-Y se constitui num dos diversos formatos sugeridos de dados sísmicos, sendo o mais utilizado na indústria do petróleo. A partir de 1990, também por recomendação da SEG, passou-se a utilizar o formato SEG-2 como padrão para o registro sísmico obtido nas aplicações em engenharia, exploração de água subterrânea e estudos ambientais (PULLAN, 1990).

Os registros deste estudo, obtidos no formato SEG-2, foram transformados inicialmente para o formato SEG-Y, e posteriormente para o formato SU, legível pelo programa *Seismic Unix*.

6.1.2 Agrupamento e edição da geometria de aquisição

Esta etapa consistiu no agrupamento dos sismogramas de tiros em um único arquivo contendo todos os tiros na ordem de aquisição, silenciamento dos traços muito ruidosos, e edição da geometria de campo nos cabeçalhos dos dados.

Não obstante o controle de qualidade realizado durante a aquisição (uso de janelas de ruído, etc.), observou-se, nesta fase do processamento, alguns traços com o registro apenas de ruídos. Dessa maneira, analisou-se cuidadosamente cada sismograma de tiro a procura desses traços, zerando suas amplitudes. Traços muito ruidosos contribuem de maneira negativa na etapa de análise de velocidades, além de deteriorarem a razão S/R da seção empilhada.

As informações de *offset*, número de tiro, número de CMP, coordenada da fonte e coordenada do geofone foram acrescentadas aos cabeçalhos de cada traço sísmico. Esse procedimento é necessário para a reorganização dos dados em famílias CMP e etapas posteriores de análise de velocidades, correção NMO e empilhamento.

6.2 Ganho

A etapa de ganho é necessária para compensar as perdas energéticas e com isso tornar o dado visualizável quanto aos eventos de interesse. Essas perdas ocorrem principalmente por espalhamento geométrico, atenuação intrínseca e/ou dispersão, decorrentes da propagação da onda até o seu registro nos receptores. Além disso, a energia refletida diminui em uma certa proporção relativa ao contraste de impedância acústica quando parte da energia é transmitida.

O tipo de ganho aplicado aos dados foi o AGC (*Automatic Gain Control*). A função desse ganho é equivalente à razão entre uma amplitude de referência e a média das amplitudes dentro de uma janela temporal escolhida (Eq. 6.1; Yilmaz, 2001). O ganho é usualmente aplicado à primeira amostra da janela temporal definida. Depois essa janela é deslocada de um intervalo de amostragem (dt), sendo a função ganho novamente calculada segundo os mesmos critérios. Dessa forma, esse ganho não requer interpolação, como também não permite se recuperar o dado original após a sua aplicação.

$$g(t) = \frac{\text{amplitude referência}}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |x_i|} \quad \text{Eq. 6.1}$$

onde x_i é a amplitude da amostra i dentro da janela temporal e N é o número de amostras dentro dessa janela.

Uma janela temporal pequena (por exemplo, comparável ao período dominante do intervalo) pode reforçar pequenas amplitudes associadas a ruídos dentro dessa janela,

diminuindo, relativamente, as amplitudes dos eventos de interesse (reflexões). Por outro lado, uma janela temporal grande (por exemplo, comparável ao comprimento do registro) diminui o efeito do ganho AGC. Não existe uma regra básica para se definir o tamanho da janela. Sua escolha se baseia em fatores empíricos, ou seja, escolhe-se a janela ideal com base em um julgamento visual.

Nos dados deste trabalho aplicou-se uma janela temporal de 500 ms. A figura 6.2 apresenta dois sismogramas e um gráfico mostrando curvas do espectro de amplitudes do dado antes e após a aplicação do ganho AGC. As amplitudes de cada curva estão normalizadas em relação à amplitude máxima. Observa-se uma melhor distribuição das energias após o ganho, salientando-se as reflexões.

]]

Figura 6.2 - (A) e (B) se referem ao mesmo sismograma, antes e após a aplicação do ganho AGC com janela temporal de 500 ms. Em (C) mostra-se um gráfico com as curvas do espectro de amplitude antes (curva vermelha) e após a aplicação desse ganho (linha verde).

6.3 Filtragem F-K

A filtragem f-k (frequência f – número de onda k) é uma técnica útil para atenuar eventos lineares nos sismogramas, como refrações, ondas aéreas e *ground roll*. Esses eventos aparecem nos sismogramas dentro de uma determinada banda de frequências e com uma determinada inclinação no domínio t-x. No domínio f-k eles também aparecem representados por eventos lineares cujas inclinações (medidas por k/f , número de onda k dividido pela frequência f) são equivalentes às inclinações correspondentes no domínio t-x (medidas por $\Delta t/\Delta x$, variação do tempo dividida pela variação do afastamento x). A figura 6.3 (YILMAZ, 1987) ilustra como os eventos são dispostos nos dois domínios. Os eventos, no domínio f-k aparecem mais claramente separados dos eventos de interesse (reflexões) e, portanto, podem ser mais eficazmente filtrados nesse domínio. De forma contrária, no domínio t-x, esses eventos podem em alguns trechos se sobrepor aos eventos de reflexão, comprometendo a razão S/R. A filtragem f-k consiste basicamente em aplicar uma transformada Fourier dupla no domínio t-x, obtendo-se o dado no domínio f-k. Após as devidas filtrações neste domínio é aplicada uma transformada dupla de Fourier inversa no espectro f-k filtrado, obtendo-se assim o sismograma filtrado no domínio t-x, novamente.

Alguns cuidados devem ser tomados nas escolhas dos parâmetros do filtro, pois uma aplicação não criteriosa pode gerar artefatos de processamento, como eventos lineares coerentes nos dados. Alguns desses cuidados são: deixar uma transição suave entre a banda passante e a banda de rejeição; estender a banda de rejeição para componentes de frequência falseados; e não aplicar bandas muito estreitas.

Uma vez que se transformou o dado para o domínio f-k, a filtragem pode ser aplicada com diferentes abordagens. Podem-se escolher parâmetros para criar uma banda de rejeição ou de aceitação. Nos dados deste trabalho optou-se por criar bandas passantes que continham os eventos lineares referentes às reflexões. Assim sendo, os demais eventos não inclusos nessas bandas foram eliminados ou atenuados. Além da aplicação de uma banda passante nesse domínio, foram atenuadas as inclinações referentes a falseamentos espaciais aparentes em muitos dos espectros de amplitude f-k dos sismogramas de tiro deste trabalho. A figura 6.4 (YILMAZ, 1987) ilustra a ocorrência de falseamento no domínio f-k.

Esses eventos falseados ocorrem para número de ondas maiores que o número de onda de Nyquist, que é dado por $1/2\Delta x$ (no caso deste estudo, o intervalo de amostragem espacial, Δx , corresponde ao espaçamento de 2 m empregado para os geofones).

Figura 6.3 - (a) Dado de campo composto de vários tiros em um teste de análise de ruído. A = *ground roll*, B = componente de A, C = ondas dispersivas guiadas, D = reflexões primárias. (b) espectro f-k do dado em (a). (c) espectro f-k após a aplicação de um filtro para rejeitar a energia das inclinações correspondentes às ondas que compõem o *ground roll* - A. (d) Dado de campo após aplicação do filtro f-k. (Adaptado de YILMAZ, 1987).

Figura 6.4 - Sismograma sintético apresentando eventos com diferentes inclinações e seu respectivo espectro de amplitude no domínio f-k com as ocorrências de falseamento espacial. (Adaptado de YILMAZ, 1987)

Nos registros dos tiros realizados no interior do arranjo, as hipérboles de reflexão presentes nos sismogramas no domínio t-x resultaram, no domínio f-k, em segmentos de reta com inclinações positivas e negativas. Desta forma, os parâmetros do filtro f-k empregados foram específicos, dependendo da posição da fonte na aquisição, e para determinados sismogramas envolveram o quadrante negativo.

A figura 6.5 mostra um exemplo de um sismograma antes e após a aplicação do filtro e seus respectivos espectros de amplitude f-k. Nesta figura estão apontados eventos lineares de falseamento espacial que foram suprimidos após a filtragem. Como se pode observar, o filtro f-k foi eficiente para a remoção de grande conteúdo de *ground roll* do dado, contribuindo para o aumento da energia do evento de reflexão e com isso para o aumento da razão S/R.

Figura 6.5 - Exemplo de sismograma da área de estudo antes e após a aplicação do filtro f-k com seus respectivos espectros de amplitude f-k

6.4 Filtro passa-banda

O filtro passa-banda é de emprego corrente no processamento sísmico. Ele pode ser aplicado em diferentes estágios do fluxograma de processamento. Na investigação rasa é usualmente empregado para remover ou atenuar ruídos de baixa frequência, como o *ground roll*, ou algum ruído de alta frequência do ambiente.

Este filtro é definido por quatro componentes de frequência. São eles: frequência baixa de corte; frequência baixa de passagem; frequência alta de passagem; e frequência alta de corte. Essas quatro frequências definem o filtro passa-banda como um trapezoide (figura 6.6). No domínio da frequência, os espectros de amplitude dos traços são multiplicados por esse trapezoide. Dessa forma, somente as frequências entre as componentes de corte são preservadas integralmente. As frequências contidas nas rampas são cada vez mais atenuadas quanto mais próximas da frequência de corte, até serem zeradas. Os demais conteúdos de frequência após a filtragem são nulos. No domínio do tempo, a operação equivalente é a convolução da série de tempo do traço com o operador de filtro, que é a transformada inversa de Fourier do trapezóide. Essa operação não modifica o espectro de fase do traço já que o operador de filtro é uma *wavelet* com banda de frequências limitada e de fase zero.

Por razões práticas, o operador de filtro deve ser truncado antes de ser convolvido com o traço sísmico. Esse truncamento gera no espectro de amplitude do operador oscilações, o que é conhecido como fenômeno de Gibbs (BRACEWELL, 2000). Tais oscilações são indesejáveis já que algumas frequências dentro da zona de passagem são amplificadas e outras atenuadas. Adicionalmente, na zona de rejeição acabam passando algumas frequências indesejáveis. Para diminuir o efeito do fenômeno de Gibbs, a banda de passagem não pode ser estreita e as rampas de corte devem ser suaves. Yilmaz (2001) recomenda uma rampa mais suave no lado das altas frequências em relação à rampa no lado das baixas frequências.

A resolução vertical de um dado sísmico não está somente relacionada ao conteúdo de alta frequência do dado, mas também, às baixas frequências (Yilmaz 2001). Tanto as

baixas quanto as altas frequências são necessárias para o aumento da resolução, e assim o emprego de filtros de frequência também afeta a resolução temporal do dado.

Figura 6.6 - Trapezóide que define o filtro passa-banda.

Os valores de frequência de um filtro são escolhidos a partir da análise do espectro de amplitude do dado. A partir dele são definidas de maneira geral as frequências que determinam a banda passante do sinal de interesse. Por tentativa e erro, são testados vários intervalos de frequência até se encontrar aqueles mais eficazes para eliminar ou minimizar grande parte do ruído, e salientar o sinal. Usualmente são gerados vários painéis com os diferentes parâmetros de filtro. Para os dados deste trabalho utilizou-se o filtro passa-banda com frequências 50 Hz, 60 Hz, 200 Hz e 300 Hz. A figura 6.7 mostra um exemplo de sismograma (o mesmo da figura 6.5) antes e após a aplicação do filtro, com seus espectros de amplitude. Nota-se uma melhoria na razão S/R do dado, com uma parte dos ruídos de baixa (*ground roll*) e alta frequências removida do dado. O dado de interesse (reflexão apontada no sismograma da figura 6.7) se manteve preservado, e ainda passou a ser observável a sua continuidade nos traços relativos aos *offsets* maiores.

Figura 6.7 - Exemplo de tiro antes (A) a após (B) a aplicação de filtro passa-banda definido com frequências 50 Hz, 60 Hz, 200 Hz e 300 Hz. Em (C) mostra-se um gráfico com as curvas de espectro de amplitude (normalizada em relação à amplitude máxima) antes (linha vermelha) e após (linha verde) a aplicação desse filtro.

6.5 Silenciamento de ruídos coerentes

As filtrações f-k e passa-banda não eliminam totalmente do dado os eventos relacionados ao *ground roll*, onda aérea e refrações. O que resta de tais eventos pode ser

suprimido através do silenciamento de traços (*mute*). Embora represente uma ferramenta mais drástica para eliminar esses “ruídos coerentes”, ela é muitas vezes necessária já que estes podem prejudicar a qualidade da seção final, pois com o empilhamento dos traços podem gerar artefatos confundíveis com reflexões verdadeiras. Além disso, esses ruídos também dificultam a etapa de análise de velocidades, discutida na seção 6.6. Portanto, a aplicação do *mute* deve ser analisada muito criteriosamente, pois na eventualidade de também haver registro de reflexão no intervalo silenciado, ele será definitivamente removido. Para cada sismograma de tiro deste trabalho, foi traçada uma área para o silenciamento (domínio tempo-offset). A figura 6.8 mostra o sismograma da figura 6.7 antes e após a efetuação do processo de *mute*.

Figura 6.8 - Sismograma da figura 6.7 antes e após o processo de *mute*.

6.6 Análise de velocidades, correção NMO e empilhamento

A etapa de análise de velocidades é fundamental no processamento sísmico, uma vez que nela são estimadas as velocidades de propagação da onda P através dos pacotes de

sedimentos presentes. Quanto mais precisas essas determinações, mais próximos do real serão os modelos de subsuperfície obtidos.

Inicialmente os traços são reorganizados em conjuntos CMP. Procede-se, então, à correção do sobretempo normal (*normal moveout* - NMO), ou seja, reduções dos tempos de reflexão aplicadas ao conjunto CMP relativas às diferenças existentes entre os tempos de percurso registrados com *offsets* diferentes de zero e o tempo de percurso considerando o *offset* nulo.

A velocidade analisada que corrige essa diferença é chamada de velocidade NMO. O tempo de correção NMO (Δt_{NMO}) é dado por:

$$\Delta t_{NMO} = t_{(x)} - t_{(0)} = t_{(x)} - \left[t_{(x)}^2 - \frac{x^2}{v^2} \right]^{0,5} \quad \text{Eq. 6.2}$$

onde $t(0)$ é o tempo de reflexão considerando *offset nulo*, x o *offset* do traço considerado e v a velocidade de correção adotada.

Esse processo é realizado para diferentes conjuntos CMPs distribuídos ao longo da seção do levantamento sísmico. Determinadas as velocidades NMO, são realizadas as correções de sobretempo (processo chamado de correção NMO) para todo conjunto de dados.

Quando os sobretempos dos traços de um mesmo conjunto CMP são corrigidos, é como se todos os registros tivessem sido obtidos com a fonte e receptor localizados em um mesmo ponto na superfície do terreno (situação de *offset* nulo). Neste caso, a trajetória do raio sísmico seria idealmente normal ao ponto amostrado em subsuperfície.

Uma vez corrigidos em tempo, esses traços são somados (empilhamento) resultando em um único traço para o conjunto CMP em questão.

Assim, após a correção e empilhamento de todos os traços, tem-se uma seção sísmica empilhada em tempo, a qual fornece a primeira imagem de subsuperfície da seção investigada.

No caso de um modelo de Terra com um único refletor horizontal, a velocidade NMO é equivalente à velocidade da onda P do meio acima do refletor. Já para um modelo com

uma série de camadas com velocidades constantes, os tempos de trânsito em função dos afastamentos fonte-receptor são aproximados por uma hipérbole. Essa aproximação só é válida para afastamentos muito menores que as profundidades dos alvos em investigação (YILMAZ, 2001). Para pequenos *offsets* e um modelo de camadas horizontais, a velocidade NMO é equivalente à raiz da média quadrática das velocidades intervalares do meio (chamada velocidade RMS). Na prática, mesmo havendo mergulho das camadas, desde que estes sejam suaves e os *offsets* pequenos, a consideração do comportamento hiperbólico dos tempos de reflexão permanece válida. Assumindo essas velocidades como equivalentes, através das velocidades NMO analisadas, pode-se estimar as velocidades intervalares (V_i) das camadas através da fórmula de Dix (1955):

$$V_i = \sqrt{\frac{V_n^2 T_n - V_{n-1}^2 T_{n-1}}{T_n - T_{n-1}}} \quad \text{Eq. 6.3}$$

onde V_n e V_{n-1} são respectivamente as velocidades RMS equivalentes às velocidades NMO analisadas do conjunto de camadas até a interface n e do conjunto de camadas até a interface $n-1$. T_n e T_{n-1} são os tempos de trânsito normal da onda correspondentes às interfaces n e $n-1$, respectivamente.

Na sismica de reflexão existem diferentes conceitos de velocidade: velocidade RMS, velocidade NMO, velocidade de empilhamento e velocidade intervalar (Eq. 6.3). A velocidade de empilhamento é aquela baseada na hipérbole que melhor ajusta os dados registrados em toda a extensão do arranjo, ou seja, para todos os afastamentos empregados na aquisição (YILMAZ, 2001). Embora apresentem conceitos distintos, velocidades RMS, NMO e de empilhamento são na maioria das aplicações sísmicas tratadas como equivalentes.

A análise de velocidades dos dados deste trabalho foi feita empregando-se conjuntamente três métodos distintos: painéis de correção NMO; painéis CVS (*Constant Velocity Stacks*); e espectro de velocidade calculado a partir da função *Semblance*. Nesses três métodos, a análise é feita nos traços organizados em famílias CMPs.

6.6.1 Painel NMO

Neste método de análise de velocidades é escolhido um conjunto CMP em que são “testadas” correções NMO com base em diferentes velocidades. Os CMPs corrigidos de NMO com as diferentes velocidades escolhidas são colocados lado a lado, dispondo-se num painel. Quando a velocidade, v , de correção usada na equação 6.2 é maior que a velocidade real do meio, os tempos de correção são menores que os Δt_{NMO} corretos, e assim a reflexão no CMP não é nivelada completamente, continuando com aspecto “hiperbólico”. De forma contrária, quando a velocidade usada é menor, a “hipérbole” de reflexão sofre inversão da curvatura, já que os tempos de correção, neste caso, são maiores que os Δt_{NMO} corretos. A velocidade NMO correta para a equação 6.2 é então aquela que horizontaliza as reflexões.

O processo de análise por painéis NMO é feito individualmente para cada reflexão registrada num conjunto CMP, já que para um meio com várias camadas a velocidade de cada pacote deve variar.

Esse processo é feito para vários CMPs com multiplicidade máxima distribuídos ao longo da linha sísmica. A figura 6.9 mostra um painel ilustrando como a análise de velocidades é feita através desse método em um CMP sintético.

A figura 6.10 mostra a análise através desse método no CMP 740 relativo à aquisição deste trabalho.

Figura 6.9 - Ilustração da análise de velocidades feita através de painel NMO. (A) CMP com quatro eventos de reflexão. (B) Painel com correções NMO para diferentes velocidades. Através desse painel é possível determinar as velocidades que melhor horizontalizam os eventos de reflexão do CMP em (A).

Figura 6.10 - Painel NMO do CMP 740. A seta indica a posição em que a hipérbole horizontalizou, correspondente à velocidade de 2000 m/s.

6.6.2 Painel CVS

Neste caso são aplicadas correções NMO, com diferentes velocidades, em um conjunto de CMPs consecutivos. Os traços de cada conjunto CMP corrigidos com determinada velocidade são empilhados. Um painel dispõe todos os conjuntos corrigidos e empilhados. Dessa maneira, a análise pelo painel CVS consiste em escolher a velocidade que melhor empilha o conjunto de CMPs consecutivos em questão.

Nesse método, vários possíveis refletores podem ser identificados. No entanto, ruídos coerentes também podem de alguma forma ser empilhados, gerando artefatos. Um potencial evento observado no painel CVS só deve ser confiavelmente considerado como um evento de reflexão se, confirmado também nos painéis NMO e *Semblance*.

Da mesma forma, pode-se deparar com eventos de reflexão no painel CVS que empilham fortemente para uma faixa de velocidades, trazendo incerteza na escolha da velocidade NMO. Uma escolha mais acurada pode ser feita conjuntamente com a análise do painel *Semblance* e/ou o painel NMO.

A Figura 6.11 mostra o painel CVS de um conjunto determinado de CMPs consecutivos iniciado a partir do CMP 740. Nota-se um evento bem empilhado em aproximadamente 0,13 s. No entanto, como se pode observar, esse evento é bem empilhado para várias velocidades, sendo difícil a escolha de uma velocidade com acurácia. Porém, como mencionado, uma melhor escolha pode ser feita utilizando-se os outros métodos de análise de velocidades.

Figura 6.11 - Painel CVS de um dos CMPs deste trabalho. Nota-se que o evento em aproximadamente 0,13 s é bem empilhando para várias velocidades, dificultando uma escolha acurada para a velocidade.

6.6.3 Espectro de velocidades calculado a partir da função *Semblance*

Esse método de análise de velocidades consiste em se obter um espectro de velocidade a partir da transformação de um CMP do domínio *offset*-tempo de reflexão para o domínio velocidade de empilhamento-tempo de reflexão para *offset* nulo (TANER; KROEHLER, 1969). Isso é feito corrigindo-se o CMP com diversas velocidades. Cada CMP corrigido é empilhado. A velocidade que fornece uma maior amplitude de empilhamento é a que deve ser utilizada para a correção NMO. A figura 6.12 ilustra o processo de obtenção de um espectro de velocidade a partir de um CMP.

Figura 6.12 - Ilustração da obtenção de um espectro de velocidade no domínio velocidade de empilhamento-tempo no *offset* zero $t(0)$ a partir de um CMP sintético no domínio *offset*-tempo contendo três reflexões. Cada traço em (B) corresponde ao CMP em (A) corrigido com uma velocidade NMO e empilhado. (modificado de YILMAZ, 1987)

Quando, porém, a relação sinal-ruído do dado não é boa, a análise da amplitude do traço empilhado pode não ser eficiente (YILMAZ, 2001). Pode-se buscar, então, a melhor coerência do sinal ao longo de uma trajetória hiperbólica sobre todo o comprimento do arranjo do conjunto CMP.

Há diversas maneiras de se representar a energia de empilhamento através de medidas de coerência em um espectro de velocidades (NEIDEL; TANER, 1971). A mais comum delas é através da função *Semblance* S (Eq. 6.4) que é a razão da energia de empilhamento final *versus* inicial, normalizadas:

$$S = \frac{1}{M} \frac{\sum_t \sum_{i=1}^M f_{i,t(i)}^2}{\sum_t \sum_{i=1}^M f_{i,t(i)}^2} \quad \text{Eq. 6.4}$$

M é o número de traços do agrupamento CMP e $f_{i,t(i)}$ é o valor da amplitude do i ésimo traço no CMP no tempo $t(i)$, sendo $t(i)$ definido pela seguinte equação de hipérbole associada à velocidade de empilhamento v_{empi} a ser analisada:

$$t(i) = \sqrt{t(0)^2 + \frac{x_i^2}{v_{\text{empi}}^2}} \quad \text{Eq. 6.5}$$

sendo $t(0)$ o tempo de trânsito para *offset* zero e x_i o *offset* do *i*ésimo traço no CMP. O valor *Semblance* S está no intervalo $0 \leq S \leq 1$.

Normalmente os espectros de velocidade são apresentados em painéis com curvas de contorno. A figura 6.13 mostra um CMP deste trabalho em que foi feita análise de velocidades pelo painel *Semblance*.

Figura 6.13 - Análise de velocidades através do painel *Semblance*. (A) Painel *Semblance* com um evento indicado em $t(0)=0.132$ s e $v_{\text{empi}}=2000$ m/s. (B) CMP com o qual o espectro de velocidades foi calculado. (C) CMP corrigido com o tempo e a velocidade analisados. (D) CMP corrigido e empilhado.

6.6.4 Correção NMO e empilhamento

O programa SUNMO (*Seismic Unix*) utilizado para fazer correção NMO permite interpolar os valores de velocidade entre diferentes eventos dentro de um mesmo CMP e entre diferentes CMPs. A figura 6.14 mostra um conjunto de CMPs antes e após a correção de NMO.

Após a correção NMO de todos os CMPs através do programa SUNMO foi feito o empilhamento. A figura 6.15 mostra a seção empilhada em tempo.

Figura 6.14 - Em (A), conjunto de CMPs não corrigidos de NMO e, em (B), após a correção.

Figura 6.15 - Seção empilhada em tempo.

6.7 Migração

Quando há refletores inclinados, a seção sísmica não apresenta a posição correta dos refletores em subsuperfície, já que a projeção vertical do ponto médio entre fonte e receptor na interface não coincide com o ponto de reflexão. O processo de migração corrige esse efeito aproximando os refletores para as suas verdadeiras posições em subsuperfície, e colapsando hipérboles de difração existentes na seção para seus ápices. A figura 6.16 ilustra o colapso de uma hipérbole de difração em um ponto, e os deslocamentos dos pontos no refletor após o processo de migração. Como se pode observar através da figura, os efeitos da migração para interfaces inclinadas são o encurtamento do refletor, o deslocamento dele para profundidades menores e o aumento de sua inclinação.

Há três principais tipos de migração: migração f-k (frequência – número de onda); migração por diferenças finitas; e migração *Kirchhoff*. Embora cada tipo apresente vantagens e desvantagens específicas, a qualidade dos dados da seção migrada depende de alguns fatores como pouca variação lateral de velocidade, boa razão S/R e bom modelo de velocidades para descrever o meio (BLACK *et al.*, 1994; YILMAZ, 2001). A migração causa efeito imperceptível no dado se os deslocamentos d_t e d_x (figura 6.16) de um ponto em um refletor forem respectivamente menores que uma amostra de tempo e/ou que o espaçamento entre os traços sísmicos na seção empilhada. Isso é comum em dados de sísmica rasa uma vez que nesse caso os refletores estão mais próximos da superfície em relação aos da sísmica convencional, e os efeitos dos refletores inclinados na geometria da seção empilhada após a migração são menos significativos. Ainda, se esses deslocamentos forem equivalentes a poucas amostras temporais e espaciais, a diferença entre a seção migrada e a não migrada pode ser indiscernível, podendo, dessa forma, ser dispensada a etapa de migração.

Da observação da seção empilhada da figura 6.15, pode-se verificar a existência de refletores inclinados em algumas partes da seção. Dessa forma, levantou-se a questão de se aplicar, ou não, a migração para o reposicionamento desses refletores. Utilizou-se um teste proposto por Black *et al.* (1994) para se verificar preliminarmente a necessidade da migração em dados de sísmica rasa. Esse teste é baseado na análise quantitativa dos deslocamentos d_t

e d_x (figura 6.16) devido à operação de migração dos pontos de um refletor em relação aos intervalos de amostragem temporal (Δt) e espacial (Δx - espaçamento entre traços na seção empilhada) do dado. Relacionar esses deslocamentos com as amostragens temporal e espacial permite quantificar a variação da geometria da seção após a migração, e, portanto, avaliar a necessidade de aplicação da migração. Os deslocamentos d_x e d_t são calculados aproximadamente pelas equações 6.6 e 6.7 derivadas das fórmulas de Chun e Jacewitz (1981) modificadas da equação de migração (STOLT, 1978), e dependem da velocidade RMS (v), do tempo duplo de trajetória da onda (t), e da inclinação do refletor expressa em s/m (D_{ut}). O teste proposto por Black *et al.* (1994) está descrito no fluxograma da figura 6.17.

Figura 6.16 - (A) Ilustração da movimentação de um refletor inclinado com o processo de migração. Nesse processo, o refletor sofre um encurtamento e um aumento na sua inclinação. (B) Com a aplicação da migração, as hipérboles de difração são colapsadas em um ponto. (Adaptado de BLACK *et al.*, 1994)

$$d_x = v^2 t D_{ut} / 4 \quad \text{Eq. 6.6}$$

$$d_t = t \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{v D_{ut}}{2} \right)^2 \right]^{0.5} \right\} \quad \text{Eq. 6.7}$$

Figura 6.17 - Fluxograma proposto por Black *et al.* (1994) para testar a necessidade da aplicação da migração em seções empilhadas de levantamentos de sísmica rasa. Δt e Δx são respectivamente os intervalos de amostragem temporal e espacial (Δx - espaçamento entre traços na seção empilhada)

Como primeiro passo no teste, foi escolhido na seção da figura 6.15 um segmento representativo bem inclinado do refletor, situado em aproximadamente 0,09 segundos, entre aproximadamente os CMPs 350 e 400. A inclinação calculada desse segmento foi de aproximadamente $3,58 \times 10^{-4}$ s/m. A velocidade do pacote adotada foi de 1660 m/s, considerando os valores obtidos para os CMPs escolhidos. Os valores obtidos para $d_x/\Delta x$ e $d_t/\Delta t$ foram respectiva e aproximadamente 21,8 e 8,0, que indicaram assim a necessidade da aplicação da migração.

O tipo de migração aplicado foi a migração f-k pós-empilhamento em tempo, que faz operações com Transformada de Fourier (STOLT, 1978). A migração *Stolt* está relacionada a uma transformação de coordenadas da frequência temporal W para o número de onda vertical K_z , mantendo-se o número de onda horizontal K_x constante (YILMAZ, 2001). A princípio esse tipo de migração deve ser aplicado para um meio com velocidade constante. No entanto, Stolt (1978) estendeu seu método para situações em que a velocidade varia verticalmente, portanto aplicável a situações reais. Para isso, permitiu introduzir um fator de estiramento (*stretch factor*) no algoritmo da migração, que faz com que os tempos de reflexão sejam estirados e fiquem equivalentes a um meio com velocidade constante. Para o caso de a velocidade variar, é típico usar-se um valor de 0,6 para esse fator, sendo igual a 1 o caso de um meio com velocidade constante (STOCKWELL; COHEN, 2008). Foram analisados diversos modelos de velocidades que descrevem o meio. O modelo que melhor migrou os dados teve os seguintes pares de velocidade RMS e tempo: 1300 m/s e 0 s; 1400 m/s e 0,053 s; e 1650 m/s e 0,11 s. A figura 6.18 mostra a seção empilhada após a migração com esses parâmetros.

Figura 6.18 - Seção empilhada após a migração *Stolt*.

Observa-se na seção migrada um aumento na quantidade de ruído, principalmente próximo aos menores tempos da seção onde houve espalhamentos de energia, levando ao aparecimento de diversas hipérboles indesejáveis. Essa diminuição na qualidade pode ser atribuída à baixa razão S/R do dado e às variações laterais de velocidade existentes. Quanto à geometria do dado, apesar do fluxograma analisado ter indicado a necessidade de migração, não houve mudanças significativas que possam causar impacto na interpretação da seção sísmica. Sendo assim, optou-se por utilizar a seção não migrada e com maior qualidade da figura 6.15 para as interpretações.

6.8 Conversão tempo-profundidade e processamento final

Para a conversão tempo profundidade utilizou-se um modelo de velocidades com os seguintes pares de velocidades intervalares (calculadas pela fórmula de *Dix*, 1955; equação 6.3) e tempo: 1300 m/s e 0 s; 1400 m/s e 0,053 s; e 1885 m/s e 0,11 s. Esses valores, tidos como valores “médios” representantes de toda seção sísmica, foram escolhidos com base nos tempos observados na seção e nas análises de velocidade de diversos CMPs distribuídos na seção.

Muitas das etapas de processamento descritas até aqui foram feitas na fase pré-empilhamento para eliminar o máximo de ruído nos sismogramas de tiro. O processamento pós-empilhamento consistiu no uso de filtros e ganhos visando a melhoria da visualização e interpretação da seção final. Assim, na seção sísmica em profundidade, foram aplicados um ganho AGC para melhorar a continuidade das feições de interesse, um filtro passa-banda com frequências de 30 Hz, 40 Hz, 100 Hz e 300 Hz e um filtro *mute* para silenciar a faixa relativa aos primeiros tempos da seção. A figura 6.19 mostra a seção final após a conversão tempo-profundidade e os processamentos mencionados.

Figura 6.19 - Seção empilhada convertida de tempo para profundidade após aplicação de um ganho AGC, filtro passa-banda com frequências 30 Hz, 40 Hz, 100 Hz e 300 Hz e filtro *mute* para zerar a faixa relativa aos primeiros tempos da seção.

7 DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

A figura 7.1 mostra a seção sísmica em profundidade, interpretada. Na seção final foi possível identificar três interfaces. O refletor mais profundo (R3) apresenta alta amplitude ao longo de toda seção. O padrão geométrico deste refletor aliado a sua alta energia (atribuída, neste caso, ao contraste de impedância acústica) permitem relacionar essa interface ao contato entre o pacote sedimentar quaternário e o embasamento pré-cambriano. O refletor superior, R1, também apresenta boa energia, denotando, igualmente, contraste de impedâncias importante. As velocidades intervalares de aproximadamente 1400 m/s e 1900 m/s das camadas acima e abaixo desse refletor indicam um contato entre camadas sedimentares.

O refletor R2 aparece segmentado, e sem continuidade lateral. Esse refletor não aparece claramente como evento hiperbólico nos sismogramas CMP, e não tem máximos de coerência correspondentes nos painéis *Semblance*, em virtude provavelmente da baixa razão S/R do dado. Entretanto, alguns poucos sismogramas de tiros indicam sua existência. Assim, na seção empilhada assinalou-se a existência dessa interface com restrições, e sem correspondência com a interface do evento R1, principalmente em razão da grande diferença de energias entre ambos.

Observa-se uma descontinuidade importante no refletor R3 (contato sedimento-embasamento) próxima ao CMP 700, interpretada como uma possível reativação de falha normal, subvertical, do embasamento. Não se deve considerar o deslocamento observado na seção como representativo do rejeito na reativação da falha, uma vez que o embasamento apresenta variações ao longo da seção.

Da mesma forma, o refletor R1, relacionado a um contato entre camadas sedimentares distintas, é descontinuado a partir do CMP 700.

Figura 7.1 - Seção sísmica final interpretada, com indicação dos refletores R1, R2 e R3 e a falha F. O segmento F-B foi afetado pelo falhamento.

Embora, no caso da interface R1, essa descontinuidade possa ser atribuída a uma diminuição significativa da razão S/R no empilhamento, exame detalhado de todos os conjuntos de tiro e conjuntos CMP relativos a essa parte da seção não indicaram a existência dessa interface a partir deste ponto (segmento FB). Assim, pode-se também atribuir essa interrupção à falha que deslocou a interface R3.

A seção sísmica empilhada nos leva, portanto, a considerar a existência de dois domínios distintos, separados pela falha F. O segmento AF da seção, que não foi afetado pela movimentação da falha e que apresenta contato nítido dentro do pacote sedimentar. E o segmento FB, onde o embasamento está mais profundo e o pacote sedimentar não apresenta interfaces significativas (uma vez que a interface R1 não apresenta continuidade importante).

Pode-se observar também que o método não teve resolução suficiente para mapear eventuais interfaces mais rasas que aproximadamente 25 metros de profundidade.

Visando à obtenção de uma seção geológica mais completa, que incluísse informações dos horizontes mais rasos, integraram-se, aqui, resultados obtidos por Samões (2011) e Sobreira (2011).

Os resultados apresentados por Samões (2011) e Sobreira (2011) foram obtidos dos mesmos sismogramas processados aqui. Samões (2011) obteve uma seção empregando o método da tomografia dos tempos de percurso das ondas P refratadas - TOMOP, e Sobreira (2011) empregando o método da análise multicanal das ondas superficiais - MASW (*Multichannel Analysis of Surface Waves*), que estabelece um modelo de velocidades das onda S a partir da inversão das curvas de dispersão das ondas de superfície (PARK, MILLER, 1999).

A figura 7.2 e a figura 7.3 apresentam, respectivamente, as seções obtidas por Samões (2011) e Sobreira (2011).

As interfaces, nesses métodos, são delineadas aonde se observa uma variação gradual de velocidade. As velocidades nos mapas de contorno são qualitativas, devendo ser interpretadas em termos de sua variação lateral e vertical.

Esses resultados foram integrados aos da seção sísmica empilhada, e resultaram na seção apresentada na figura 7.4. Para melhor visualização dos elementos na seção, elaborou-se a figura com um exagero vertical de duas vezes.

Como se pode observar nas figuras 7.2 e 7.3 a seção tomográfica e a do método MASW foram eficientes no mapeamento das interfaces mais rasas.

O resultado da tomografia indicou uma camada sedimentar rasa de baixa velocidade, com espessuras variando de aproximadamente 2 a 9 m no sentido A-B da seção. Essa camada não apresenta variação lateral de velocidade, podendo assim estar associada aos sedimentos recentes de idade holocênica bem selecionados e inconsolidados (SAMÕES, 2011). Esses sedimentos podem estar associados à unidade LCD encontrada na localidade B. O método MASW mapeou uma camada sedimentar delgada com profundidade máxima de aproximadamente 20 m, que também se espessa no sentido da extremidade B da seção (em direção à Serra do Mar). Ambas as camadas não se apresentam afetadas pelo falhamento inferido a partir da seção de sísmica de reflexão por terem sido depositadas posteriormente à possível reativação.

Por outro lado, a camada sedimentar abaixo de R1 teria sido afetada pela reativação juntamente com o embasamento. A “ausência” dessa camada a partir do CMP 700 pode ser explicada por erosão subsequente ao basculamento do bloco F-B, com posterior deposição de sedimentos mais recentes.

A interface R1 pode representar o contato geológico entre os pacotes sedimentares de idades Holocênica e Pleistocênica, correspondente ao limite entre as unidades LCD e CX-LPTa/LCD da figura 2.6.

Obviamente essas hipóteses exigem maiores investigações, como a realização de sondagens com amostragem para análise dos sedimentos, mas a seção sísmica integrada obtida a partir de um único levantamento traz subsídio para o estudo da evolução geológica da planície costeira de Bertioga.

Figura 7.2 - Modelo de velocidades das ondas P obtido através do método tomografia das ondas refratadas (extraído de SAMÕES , 2011).

Figura 7.3 – Seção AB obtida através do método MASW correspondente a distribuição das velocidades da onda S em subsuperfície. Essa seção foi obtida pela interpolação de modelos de velocidades obtidos das inversões das curvas de dispersão das ondas de superfície extraídas dos registros dos sismogramas de tiro (SOBREIRA, 2011).

Figura 7.4 - Seção integrada apresentando os resultados obtidos com a sísmica de reflexão, tomografia de ondas P refratadas e análise de ondas superficiais. O segmento AF e as camadas sedimentares superficiais acima de I1 e I2 não foram afetados pelo falhamento.

A sísmica de reflexão por si só se mostrou um método eficiente no mapeamento do topo do embasamento cristalino e também da interface do contato sedimentar mais profundo (R1). Além disso, permitiu a identificação de possível descontinuidade que pode ser atribuída à falha geológica. No entanto, apresentou desvantagens quanto ao mapeamento de depósitos sedimentares rasos, até profundidades de 20 m. Quando existem contatos sedimentares muito rasos pode haver o problema da superposição dos eventos de reflexão com os de refração. Além disso, a baixa razão S/R do dado pode prejudicar ou impossibilitar o mapeamento de contatos com contraste baixo de impedância acústica, que pode ser o caso de camadas sedimentares recentes que têm pouca compactação e poucas diferenças de densidades e litologias. Portanto, a integração de técnicas sísmicas interpretativas diferentes a partir de um mesmo registro se mostra como uma ferramenta importante na elaboração de uma seção geológica.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados deste trabalho mostraram ser a sísmica de reflexão rasa uma excelente ferramenta para o mapeamento da subsuperfície de ambientes costeiros *onshore*, onde o embasamento é relativamente mais raso e o contato entre o embasamento e o pacote sedimentar tem um alto contraste de impedância acústica.

Para obtenção de dados sísmicos com maior qualidade em ambientes costeiros, as áreas de estudo devem ser locais com baixo ruído urbano e com possibilidade de execução de linhas sísmicas com extensões maiores que 1 Km. Além disso, devem representar locais geologicamente estratégicos, onde se esperam encontrar contatos geológicos importantes que se constituem em refletores sísmicos, como foi o caso das localidades A e B previamente cogitadas com base no mapa geológico de Souza (2007) e em visitas de reconhecimento ao local.

Os resultados deste trabalho mostraram que testes de análise de ruído são imprescindíveis nesses ambientes, uma vez que os dados obtidos por eles permitem escolher o ambiente com melhor resposta sísmica, como foi o caso da localidade B escolhida, e a fonte sísmica que fornece um dado com maior razão S/R, como assim o foi em relação à fonte marreta, assim como definir os mais apropriados parâmetros de aquisição para os ensaios (quadro 5.2).

Como visto neste trabalho, o levantamento CMP de “base fixa” (LE DIAGON, 2000; DIOGO, 2004) se aplica bem a esse tipo de ambiente, fornecendo dados com boa resolução lateral e vertical e ainda tendo a vantagem de a aquisição de dados ser mais rápida e eficiente que o modo de aquisição convencional.

Como mencionado, a fonte de impacto marreta apresentou melhores resultados na planície costeira em relação à fonte compactador utilizando-se a técnica *Mini-Sosie* nos testes de análise de ruído. Além de ser uma fonte simples, de baixo custo e de fácil transporte para qualquer localidade, sua energia liberada e as resoluções do sinal obtidas com ela se mostraram suficientes para a profundidade dos alvos encontrados. Prevendo-se também a interpretação dos eventos de refração e ondas de superfície dos mesmos

conjuntos de tiros obtidos da aquisição CMP não se aconselha o uso do método Mini-Sosie que dificulta a análise desses eventos.

Como visto neste trabalho, a aplicação do fluxograma básico de processamento funciona bem em regiões costeiras, resultando em uma seção sísmica com eventos refletores bem destacados e interpretáveis. Com exceção da migração, cada processamento aplicado teve uma contribuição importante para a qualidade da seção final. Embora tenha havido a necessidade de migração indicada pelo teste proposto por Black et al. (1994), deve-se preterir esse tipo de processamento quando se encontram variações laterais de velocidade ou a razão S/R do dado é baixa, o que prejudica a qualidade da seção migrada. Além disso, quando os alvos são relativamente rasos, geralmente o caso de planícies costeiras, onde os pacotes sedimentares têm pouco tempo de deposição, a diferença entre seção migrada e não migrada é pequena de tal forma a não causar uma modificação na interpretação do dado.

Além do mapeamento do contato sedimentos-embasamento, a investigação sísmica também mapeou contato entre unidades sedimentares distintas. Neste caso, admite-se que tal interface represente a existência de sedimentos com diferenças importantes em termos de compactação, densidade e consequentemente de impedâncias acústicas. Dadas as informações disponíveis de mapeamento de superfície, pode-se, então inferir que tal contato (R1) possa estar separando a unidade Holocênica da Pleistocênica.

Para o mapeamento dos depósitos sedimentares mais recentes e rasos, a sísmica de reflexão apresenta dificuldades devido à interferência das ondas refletidas com as refratadas e superficiais. No entanto, essa dificuldade do método pode ser sanada em parte com o emprego de outros métodos como o TOMOP e o MASW utilizando-se o mesmo registro sísmico. Como feito neste trabalho, a integração dos contatos mapeados pelos diferentes métodos fornece uma seção geológica mais completa e que dá mais subsídios para uma interpretação em termos da evolução geológica da planície costeira.

Além do mapeamento de contatos litológicos, a sísmica mostrou possibilidades de identificação de estruturas, como a falha inferida, cuja reativação teria afetado o embasamento e os sedimentos abaixo do contato R1 no bloco FB da seção geológica.

Embora os registros obtidos especialmente para sísmica de reflexão não sejam idealmente adequados para serem analisados com TOMOP e pelo método MASW, as informações obtidos desses últimos são complementares, principalmente em relação ao mapeamento de contatos sedimentares rasos.

O emprego da sísmica é uma opção economicamente viável para estudos geológicos iniciais de regiões costeiras. Além da sísmica sugere-se como complemento o emprego de outros métodos geofísicos, como, por exemplo, o GPR (*Ground Penetrating Radar*) com o uso de antenas de altas frequências para a investigação dos pacotes sedimentares mais rasos e das estruturas sedimentares características dos ambientes costeiros.

Os resultados obtidos com a sísmica nesta área de estudo indicam posições estratégicas para investigações posteriores de detalhe como, por exemplo, a realização de sondagens mecânicas com coleta de testemunhos para a análise de sedimentos. Assim, para confirmar a hipótese de o refletor R1 ser um contato entre pacotes sedimentares de idades distintas (holocênica e pleistocênica) e se o bloco FB foi basculado por reativação de falha geológica com posterior deposição de sedimentos recentes, sugerem-se a realização de sondagens nos blocos AF e FB.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDULLAYEV, N. R. Seismic stratigraphy of the Upper Pliocene and Quaternary deposits in the South Caspian Basin. **Journal of Petroleum Science and Engineering**, v. 28, p. 207-226, 2000.
- ALMEIDA, F. F. M. de. Fundamentos geológicos do relevo paulista. **Boletim do Instituto de Geografia e Geologia**, São Paulo, n. 41, p. 167-263, 1964.
- ARTUSI, L., FIGUEREDO Jr., A. G. de Sismoestratigrafia rasa da plataforma continental de Cabo Frio – Araruama – RJ. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25, p. 7-16, 2007. Suplemento 1.
- BACHRACH, R.; NUR, A. High-resolution shallow-seismic experiments in sand, Part I: Water table, fluid flow, and saturation. **Geophysics**, v. 63, n. 4, p. 1225-1233, 1998.
- BALIA, R. *et al.* Geophysical approach to the environmental study of a coastal plain. **Geophysics**, v. 68, n. 5, p. 1446-1459, 2003.
- BARBIER, M. G.; BONDON, P.; MELLINGER, R.; VIALIX, J. R. Mini-Sosie for land seismology. **Geophysical Prospecting**, v. 24, p. 518-527, 1976.
- BARRY, K. M.; CAVERS, D. A.; KNEALE, C. W. Report on recommended standards for digital tape formats. **Geophysics**, v. 40, n. 2, p. 344-352, 1975.
- BLACK, R. A. *et al.* Migration of shallow seismic reflection data. **Geophysics**, v. 59, n. 3, p. 402-410, 1994.
- BRABHAM, P. J.; McDONALD, R. J.; MCCARROLL D. The use of shallow seismic techniques to characterize sub-surface Quaternary deposits: the example of Porth Neigwl (Hells Mouth Bay), Gwynedd, N. Wales. **Quarterly Journal of Engineering Geology**, v. 32, p. 119-137, 1999.
- BRACEWELL, R. N. **The Fourier transform and its applications**. 3ª edição. Singapura: McGraw-Hill Book Co, 2000. 636 p.
- BRADFORD, J. H.; SAWYER, D. S. Depth characterization of shallow aquifers with seismic reflection, Part II – Prestack depth migration and field examples. **Geophysics**, v. 67, n. 1, p. 98-109, 2002.
- CHUN, J. H.; JACEWITZ, C. Fundamentals of frequency-domain migration. **Geophysics**, v. 46, p. 717-732, 1981.
- COHEN, J. K.; STOCKWELL, Jr. J. W. 2010, CWP/SU: Seismic Un*x Release No. 42: an open source software package for seismic research and processing, Center of Wave Phenomena, Colorado School of Mines.
- CORRÊA, I. C. S.; ALIOTTA, S.; WESCHENFELDER, J. Estrutura e Evolução dos Cordões Arenosos Pleistocênicos no Canal de Acesso à Laguna dos Patos-RS, Brasil. **Revista Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 31, n. 2, p. 69-78, 2004.

DIOGO, L. A. Reflexão sísmica rasa acima do ângulo crítico de incidência: aquisição, processamento e interpretação. In: SIMPÓSIO REGIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 1., 2004, São Paulo. **Anais...** CD-ROM.

DIX, C. H. Seismic Velocities from surface measurements. **Geophysics**, v. 20, p. 68-86, 1955.

DOBRIN, M. B. **Introduction to Geophysical Prospecting**. 3. ed. Singapore: McGraw-Hill, Inc, 1976. 630 p.

DOLL, W. E.; MILLER, R. D.; XIA, J. A noninvasive shallow seismic source comparison on the Oak Ridge Reservation, Tennessee. **Geophysics**, v. 63, n. 4, p. 1318-1331, 1998.

DOURADO, J. C. Sísmica de Reflexão 3. 2007. Disponível em: <<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/DIDATICOS/DOURADO/10-reflex%C3%A3o3.pdf>>. Acesso em: 25 Mar. 2011.

FEROCI, M. *et al.* Some considerations on shallow seismic reflection surveys. **Journal of Applied Geophysics**, v. 45, p. 127-139, 2000.

FIERZ, M. de S. **As abordagens sistêmicas e do equilíbrio dinâmico na análise da fragilidade ambiental do litoral do estado de São Paulo**: contribuição à geomorfologia das planícies costeiras. 2008. 410 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

FURUMOTO, A. S.; CAMPBELL, J. F.; HUSSONG, D. M. Seismic Studies of Subsurface Structure in the Ewa Coastal Plain, Oahu, Hawaii. **Pacific Science**, v. 24, p. 529-543, 1970.

GENAU, R. B. *et al.* Seismic-Reflection Identification of Susquehanna River Paleochannels on the Mid-Atlantic Coastal Plain. **Quaternary Research**, v. 42, p. 166-175, 1994.

GIAGANTE, D. A. *et al.* Evolution of a coastal alluvial deposit in response to the last Quaternary marine transgression, Bahía Blanca estuary, Argentina. **Quaternary Research**, v. 75, p. 614-623, 2011.

GOOGLE EARTH. 2011. Disponível em <earth.google.com>. Acesso em 10 de maio de 2011.

GOOGLE MAPS. 2011. Disponível em <earth.google.com> Acesso em 29 de Agosto de 2011.

HATUSHIKA, R. S.; SILVA, C. G.; MELLO, C. L. Sismoestratigrafia de alta resolução no Lago Juparanã, Linhares (ES-Brasil) com base para estudos sobre a sedimentação e tectônica quaternária. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25, n. 4, p. 433, 442, 2007.

HAYNES, R. *et al.* The extraction of geotechnical information from high-resolution seismic reflection data. **Offshore Site Investigation and Foundation Behaviour**, v. 28, p. 215-228, 1993.

HENRIET, J. P.; VERSCHUREN, M.; VERSTEEG, W. Very-high-resolution 3D seismic reflection imaging of small-scale structural deformation. **First Break**, v. 10, n. 3, p. 81-88, 1992.

HERBST, R. *et al.* Seismic sources for shallow investigations: A field comparison from Northern Germany. **Journal of Applied Geophysics**, v. 38, p. 301-317, 1998.

KANBUR, Z. *et al.* Significance of shallow seismic reflection (SSR) and ground penetrating radar (GPR) profiling on the Modern Coast line History of the Bedre area, Egirdir Lake, Isparta, Turkey. **Journal of Asian Earth Science**, v. 38, p. 262-273, 2010.

KEISWETTER, D.A.; STEEPLES, D.W. A field investigation of sources parameters for the sledgehammer. **Geophysics**, v. 60, n. 4, p. 1051-1057, 1995.

KNAPP, R. W.; STEEPLES, D. W. High resolution common depth point seismic reflection profiling: Instrumentation. **Geophysics**, v. 51, n. 2, p. 276-282, 1986a.

KNAPP, R. W.; STEEPLES, D. W. High resolution common depth point seismic reflection profiling: Field acquisition parameter design. **Geophysics**, v. 51, n. 2, p. 283-294, 1986b.

KROHN, C. Geophone ground coupling. **Geophysics**, v. 49, n. 6, p. 722-731, 1984.

LARSSON, O.; STEVENS, R. L. Seismic stratigraphy of late Quaternary deposits in the eastern Skagerrak. **Marine and Petroleum Geology**, v. 25, p. 1023-1039, 2008.

LE DIAGON, F. M. M. L. **Investigações sobre metodologias de aquisição e interpretação de dados sísmicos de reflexão rasa para imageamento do topo rochoso**. 2000. 82 f. Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

LIU, Z. *et al.* Quaternary seismic stratigraphy and paleoenvironments on the continental shelf of the East China Sea. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 18, p. 441-452, 2000.

LOPES, A. L. M. **Análise da evolução sedimentar quaternária da plataforma continental sul da Bacia de Campos com base em estratigrafia sísmica e sonografia**. 2004. 77 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro, 2004.

MARPLE, R. T.; TALWANI, P. Evidence of a buried fault system in the Coastal Plain of the Carolinas and Virginia – Implications for neotectonics in the southeastern United States. **GSA Bulletin**, v. 112, n. 2, p. 200-220, 2000.

MARSSET, B. *et al.* Very high resolution 3D marine seismic data processing for geotechnical applications. **Geophysical Prospecting**, v. 46, p. 105-120, 1998.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. The state of São Paulo coastal marine quaternary geology: the ancient strandlines. **Anais da Academia Brasileira de Geociências**, v. 47, p. 249-264, 1975. Suplemento.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. O Quaternário marinho do litoral do estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Ouro Preto. **Anais...Ouro Preto**: SBG, 1976. p. 281-294.

MAYNE, W. H. Common Reflection Point Horizontal Data Stacking Techniques. **Geophysics**, v. 27, n. 6, p. 927-938, 1962.

MILLER, R. D. *et al.* Field comparison of shallow seismic sources. **Geophysics**, v. 51, n. 11, p. 2067-2092, 1986.

MILLER, R. D. *et al.* Field comparison of shallow seismic sources near Chino, California. **Geophysics**, v. 57, n. 5, p. 693-709, 1992.

MILLER, R. D. *et al.* Field Comparison of shallow P-wave seismic sources near Houston, Texas. **Geophysics**, v. 59, n. 11, p. 1713-1728, 1994.

MILLER, P. T.; McGEARY, S.; MADSEN, J. A. High Resolution Seismic Reflection Images of New Jersey Coastal Aquifers. **Journal of Environmental and Engineering Geophysics**, v. 1, n. 1, p. 55-66, 1996.

MILLER, R. D.; XIA, J. Delineating paleochannels using shallow seismic reflection. **The Leading Edge**, v. 16, n. 11, p. 1671-1674, 1997.

MILSON, J. **Field Geophysics**. 3. ed. Chichester: Wiley, 2003, 232 p.

MISSIAEN, T.; VERSTEEG, W.; HENRIET, J.-P. A new 3D seismic acquisition system for very high and ultra high resolution shallow water studies. **First Break**, v. 20, n. 4, p. 227-232, 2002.

MONTEVERDE, D. H.; MILLER, K. G.; MOUNTAIN, G. S. Correlation of offshore seismic profiles with onshore New jersey Miocene sediments. **Sedimentary Geology**, v. 134, p. 111-127, 2000.

NEIDELL, N. S.; TANER, M. T. Semblance and other coherency measures for multichannel data. **Geophysics**, v. 36, n. 3, p. 482-497, 1971.

NEUMEIER, U. Tidal dunes and sand waves in deep outer-shelf environments, Bajocian, Se Jura, France. **Journal of Sedimentary Research**, v. 68, n. 3, p. 507-514, 1998.

PAINE, J. G.; MORTON, R. A.; GARNER, E. Site Dependency of Shallow Seismic Data Quality in Saturated, Unconsolidated Coastal Sediments. **Journal of Coastal Research**, Fort Lauderdale (Florida), v. 13, n. 2, p. 564-574, 1997.

PARK, C. B.; MILLER, R. D. Multichannel Analysis of Surface Waves. **Geophysics**, v. 64, n. 3, p. 800-808, 1999.

PAVLIDIS, Y. A.; POLYAKOVA, E. I. Late Pleistocene and Holocene depositional environments and paleoceanography of the Barents Sea: evidence from seismic and biostratigraphic data. **Marine Geology**, v. 143, p. 189-205, 1997.

PEREIRA, C. M.; WESCHENFELDER, J.; CORRÊA, I. C. S. Reconhecimento e mapeamento de fácies sísmicas nos pontais arenosos da lagoa dos Patos, RS, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v. 36, n. 1, p. 23-35, 2009.

PRADO, R. L. **A sísmica de reflexão rasa e o radar de penetração no solo na investigação geológico-geotécnica em ambientes urbanos. Um estudo na cidade de São Paulo-SP, Brasil**. 2000. 177 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

PULLAN, E.; MacAULAY, H. A. An in-hole shotgun source for engineering seismic surveys. **Geophysics**, v. 52, n. 7, p. 985-996, 1987.

PULLAN, S. E. Recommended standard for seismic (/radar) data files in the personal computer environment. **Geophysics**, v. 55, p. 1260-1271, 1990.

REBESCO, M. *et al.* Seismic stratigraphy of Palmer Deep: a fault-bounded late Quaternary sediment trap on the inner continental shelf, Antarctic Peninsula Pacific margin. **Marine Geology**, v. 141, p. 89-110, 1998.

REYNOLDS, J. M. High-resolution seismic reflection surveying of shallow marine and estuarine environments. **Marine Geophysical Researches**, v. 12, p. 41-48, 1990.

REYNOLDS, J. M. **An Introduction to Applied and Environmental Geophysics**. Chichester: Wiley, 1997. 797 p.

ROGERS, J. N. *et al.* Shallow-water pockmark formation in temperate estuaries: a consideration of origins in the western gulf of Maine with special focus on Belfast Bay. **Marine Geology**, v. 225, p. 45-62, 2006.

ROY, P. L. *et al.* Late Quaternary history of the Nouméa lagoon (New Caledonia, South West Pacific) as depicted by seismic stratigraphy and multibeam bathymetry: a modern model of tropical rimmed shelf. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 270, p. 29-45, 2008.

SAMÕES, R. D. **Mapeamento de depósitos sedimentares quaternários na planície costeira de Bertioga/SP com tomografia sísmica aplicada às ondas refratadas**. 2011. 32 f. Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado em Geofísica) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

SHEARER, P. M. **Introduction to Seismology**. Cambridge: Cambridge University Press, 1999. 260 p.

SHTIVELMAN, V.; GOLDMAN, M. Integration of shallow reflection seismics and time domain electromagnetics for detailed study of the coastal aquifer in the Nitzanim área of Israel. **Journal of Applied Geophysics**, v. 44, p. 197-215, 2000.

SLAINE, D. D. *et al.* Mapping Overburden Stratigraphy at a Proposed Hazardous Waste Facility Using Shallow Seismic Reflection Methods. In: WARD, S. H. (Editor). **Geotechnical and Environmental Geophysics, Vol. 2: Environmental and Groundwater**. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1990. p. 273-280.

SOBREIRA, M. C. A. **Mapeamento de depósitos sedimentares quaternários na planície costeira de Bertioga/SP com o emprego do método MASW**. 2011. 32 f. Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado em Geofísica) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

SOUZA, C. R. de G. Ambientes sedimentares de planície costeira e baixa-média encosta em Bertioga (SP). In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 11., 2007, Belém, **Anais...** São Paulo: ABEQUA, 2007. CD ROM.

SOMOZA L. *et al.* Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cádiz mud volcano area: Acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution seismic data. **Marine Geology**, v. 195, p. 153-176, 2003.

- SOUZA, C. R. de G. *et al.* **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, Editora, 2005. 382 p.
- SOUZA, C. R. de G. *et al.* **“Restinga”**: Conceitos e empregos do termo no Brasil e Implicações na legislação ambiental. São Paulo: Instituto Geológico, 2008. 104 p.
- STEEPLES, D. W. *et al.* A workshop examination of shallow seismic reflection surveying. **The Leading Edge**, v. 16, p. 1641-1647, 1997.
- STEEPLES, D. W.; MILLER, R. D. Seismic reflection methods applied to engineering environmental and groundwater problems. In: WARD, S. H. (Editor) **Geotechnical and Environmental Geophysics, Vol. 1, Review and Tutorial**. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1990. p. 1-30.
- STOCKWELL, Jr. J. W.; COHEN, J. K. **The New SU User's Manual**. Versão 4.0. Golden: The Society Exploration of Geophysicists, 2008. 141 p.
- STOLT, R. H. Migration by Fourier Transform. **Geophysics**, v. 43, n. 1, p. 23-48, 1978.
- SUGUIO, K. *et al.* Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n. 4, p. 273-286, ago. 1985.
- SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. 2. ed. São Paulo: Oficina de textos, 2010. 408 p. ISBN 978-85-7975-000-7.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L. Mecanismos de gênese das planícies sedimentares quaternárias do litoral do estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Ouro Preto. **Anais...**Ouro Preto: SBG, 1976. p. 295-305.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1978, São Paulo. **Publicação especial**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L. Geologia do Quaternário. In: FALCONI, F. F.; NIGRO Jr, A. (Ed.). **Solos do litoral de Santos**. Santos: ABMS/ASSECOB, 1994, p. 69-97.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L. The role of neotectonics in the evolution of the Brazilian coast. **Geonomos**, v. 4, n. 2, p. 45-53, 1996.
- SUGUIO, K.; TESSLER, M. G. Planícies de Cordões Litorâneos Quaternários do Brasil: origem e nomenclatura. In: SIMPÓSIO SOBRE RESTINGAS: ORIGEM, ESTRUTURA E PROCESSOS, 1984, Niterói, **Atas...**Niterói: 1984, p. 15-25.
- TANER, M. T.; KOEHLER, F. Velocity spectra – digital computer derivation and applications of velocity functions. **Geophysics**, v. 34, p. 859-881, 1969.
- TELFORD, W. M.; GELDART L. P.; SHERIFF, R. E. **Applied Geophysics**. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 770 p.
- TOMAZ, E. A. **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 Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

VILLWOCK, J. A. *et al.* Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**, v. 4, p. 79-97, 1996.

ZECCHIN, M. *et al.* Sequence stratigraphy based on high-resolution seismic profiles in the late Pleistocene and Holocene deposits of the Venice area. **Marine Geology**, v. 253, p. 185, 198, 2008.

WESCHENFELDER, J. *et al.* Paleochannels related to late quaternary sea-level changes in southern Brasil. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 58, p. 35-44, 2010. Número especial PGGM.

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

YILMAZ , O. **Seismic Data Processing**. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists, 1987.

YILMAZ , O. **Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data**. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists, 2001.