



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Dione Nunes do Nascimento

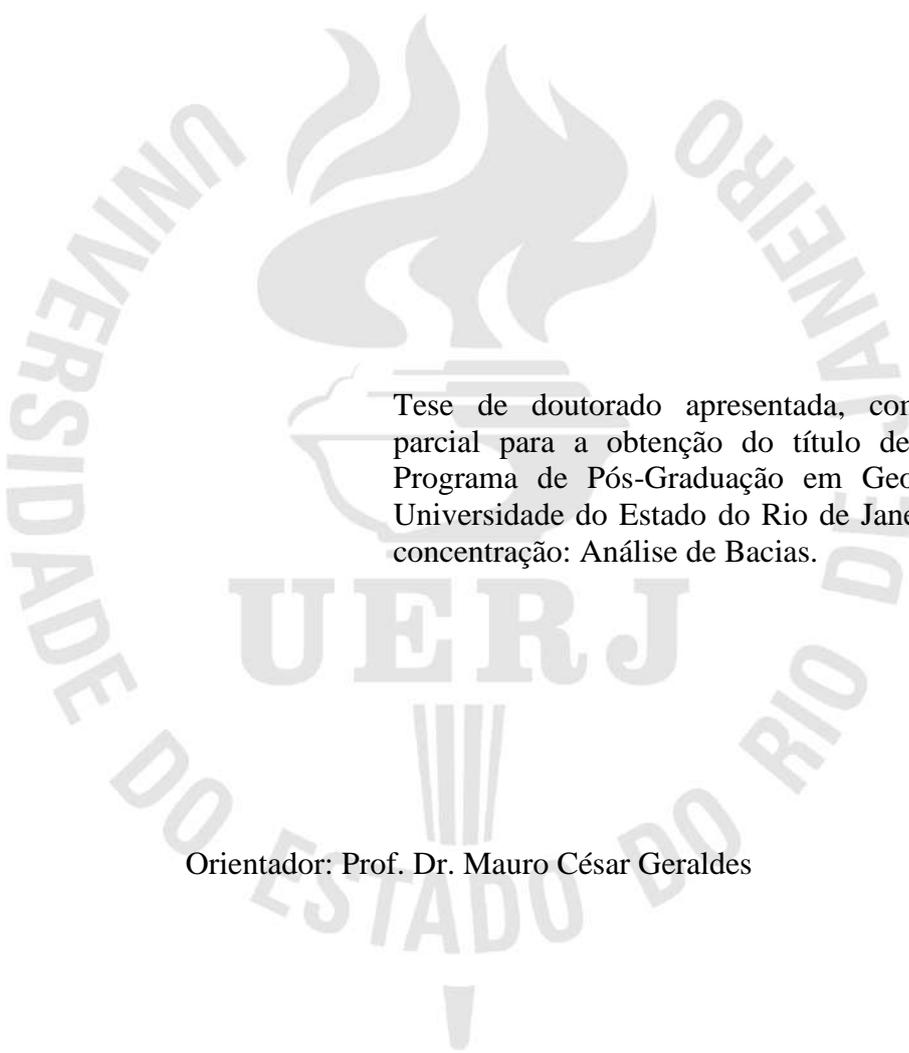
**Análise de ambientes deposicionais da bacia da baía de Sepetiba/RJ com
base em dados geológicos e geofísicos**

Rio de Janeiro

2014

Dione Nunes do Nascimento

**Análise de ambientes deposicionais da bacia da baía de Sepetiba/RJ com base em dados
geológicos e geofísicos**



Tese de doutorado apresentada, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Orientador: Prof. Dr. Mauro César Geraldês

Rio de Janeiro

2014

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

N244 Nascimento, Dione Nunes do.
Análise de ambientes deposicionais da bacia da Baía de Sepetiba/RJ com base em dados geológicos e geofísicos / Dione Nunes do Nascimento. – 2014.
159f.: il.

Orientador: Mauro Cesar Geraldês.
Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.
Bibliografia.

1. Sedimentação e depósitos – Sepetiba, Baía de (RJ) – Teses. 2. Sedimentos (Geologia) – Sepetiba, Baía de (RJ) – Teses. 3. Plataforma continental – Sepetiba, Baía de (RJ) – Teses. 4. Geofísica – Sepetiba, Baía de (RJ) – Teses. I. Geraldês, Mauro Cesar. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.

CDU 551.3.051(815.3)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Dione Nunes do Nascimento

**Análise de ambientes deposicionais da bacia da baía de Sepetiba/RJ com base em dados
geológicos e geofísicos**

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Aprovada em 16 de dezembro de 2014.

Orientador (a) (es): Prof. Dr. Mauro Cesar Geraldês

Faculdade de Geologia – UERJ

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Miguel Ângelo Mane

Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Alessandro Mendonça Filippo

Faculdade de Oceanografia – UERJ

Prof. Dr. Cosme Ferreira da Ponte Neto

Observatório Nacional

Prof. Dr. Ronaldo Mello Pereira

Faculdade de Geologia – UERJ

Rio de Janeiro

2014

DEDICATÓRIA

À minha mãe, Terezinha Nunes do Nascimento.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente à Deus e à toda minha família, em especial minha mãe, Terezinha Nunes do Nascimento, por ter sempre apoiado minhas escolhas. Ao meu orientador, professor Dr. Mauro Cesar Geraldes, pelos conhecimentos passados e pela orientação e total apoio na realização deste trabalho. Ao professor Dr. Miguel Angelo Mane, pelo apoio às idas ao campo, como também pelo conhecimento geofísico transmitido.

À Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo a Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro, pelo auxílio financeiro de quatro anos de bolsa de doutorado, incluindo nesse tempo quatro meses de bolsa de doutorado sanduiche realizado em Portugal, como também pelas viagens a congressos nacionais. Ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia da UERJ, pela oportunidade de estudos e utilização de suas instalações. Ao Laboratório de Geofísica Exploratória – LAGEX, pela utilização de suas instalações.

Ao Professor Dr. Marcelo Salomão da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, pelo grande auxílio no processamento dos dados magnetométricos. Agradeço ao professor Dr. Tomáz Boski e ao Centro de Investigação Marinha e Ambiental - CIMA, da Universidade do Algarve, pelo apoio dado e pela receptividade no estágio de doutorado sanduiche em Portugal. Ao geólogo, ex ruralino, Marcus Alves pelo apoio dado na modelagem magnetométrica. Ao professor Dr. do Depto. de Geociências da UFRRJ, Euzebio Gil pela atenção e gentileza de sempre.

Às amigas geólogas, ex ruralinas, Nizara Ratiere, Lara Matos e Juliana Teotonio pelo abrigo dado nos últimos meses, pois sem ele tudo se tornaria muito mais difícil. À grande profissional e professora Dra. do Depto. de Geociências da UFRRJ, Soraya Gardel Carelli a qual me ensinou os primeiros passos nos estudos da geologia e me fez amar mais ainda esse curso.

Aos queridos amigos de turma geólogos Marcos Paulo Rodrigues e Regina Célia Souza pelas palavras de incentivo e pelas grandes e boas risadas.

E, por fim, a todas as pessoas que de alguma forma contribuíram para a elaboração e conclusão desse doutorado.

Se as coisas são inatingíveis... ora! Não é motivo para não querê-las... Que tristes os caminhos se não fora a presença distante das estrelas!

Mario Quintana

RESUMO

NASCIMENTO, Dione Nunes do. **Análise de ambientes deposicionais da bacia da baía de Sepetiba/RJ com base em dados geológicos e geofísicos.** 2014. 159f. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2014.

A área deste estudo localiza-se na plataforma continental da bacia da baía de Sepetiba e na parte interna da baía de Sepetiba onde foram utilizadas técnicas geológicas e geofísicas com o objetivo de investigar estruturas em subsuperfície e assim realizar uma modelagem geológica de detalhe, a fim de desvendar qual o processo de formação desse ambiente, se por variações eustáticas ou simplesmente por atuação de tectonismo. Para tal foram utilizadas 03 ferramentas geofísicas: GPR - *Ground Penetrating Radar*, MAG - Magnetometria Terrestre (ambos na plataforma continental) e Perfilagem Sísmica (parte interna da baía de Sepetiba), além de dados de sondagem e de difração de raios-X. Em termos paleoambientais, os resultados de difração de raios-X nos mostraram que o sistema cordão A, o intercordão e o cordão B faz parte de um sistema fluvio-deltáico com influência marinha pela atuação de retrabalhamento dos sedimentos da planície costeira, onde preteritamente havia uma drenagem à qual desembocava na baía de Sepetiba. Os resultados de GPR, em conjunto com dados de sondagem na área, nos mostram 02 pacotes bem definidos e delimitados por diferenças deposicionais entre eles. O mais superficial (até 8 metros de profundidade) aparece com camadas plano-paralelas evidenciando um ambiente de baixa energia, e as camadas abaixo de 08 metros de profundidade mostram refletores irregulares a caóticos evidenciando terem sido depositados em um ambiente de alta energia. Nos resultados de MAG foram detectadas anomalias magnéticas interpretadas como intrusões de diques de diabásio de direção NE/SW, mesma direção da maioria dos lineamentos estruturais mapeados na área e vistos na literatura. Os resultados da perfilagem sísmica de alta resolução e frequência (3,5 KHz) nos mostram algumas importantes feições deposicionais. Foi observado um paleocanal preenchido, a oeste da baía de Sepetiba, no perfil 01, como também discordâncias angulares e refletores descontínuos e progradantes. Além dessas feições foi observada a existência de embasamento em forma de vales e altos no perfil 01 e terraços arenosos em todos perfis analisados. Esse fato demonstra que a plataforma continental e a planície costeira de Itaguaí passaram por processos de pequenas oscilações e estabilizações na variação do nível do mar no decorrer do último evento transgressivo holocênico. Conclui-se, com a integração dos dados, que o ambiente deposicional dessa bacia teve como principal fator atuante as variações eustáticas, às quais colaboraram para o acúmulo de sedimentos na área, mas também os processos tectônicos do Paleoceno até o recente foram importantes na formação de estruturas geológicas e na formação desse espaço deposicional.

Palavras-chave: Evolução geológica. Geofísica. Bacia da baía de Sepetiba.

ABSTRACT

NASCIMENTO, Dione Nunes do. **Analysis of depositional environments of the Sepetiba Bay Basin/RJ based on geological and geophysical data.** 2014. 159f. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2014.

The study area is located at the basin of Sepetiba Bay continental shelf and inside the Sepetiba bay, where geological and geophysical techniques were used in order to investigate subsurface structures and thus perform a detailed geological modeling in order to reveal the formation process of this environment, if for eustatic variations or simply by tectonism. It was used 03 geophysical different tools - Ground Penetrating Radar, Airborne and Ground magnetic data (both on the continental shelf) and Seismic Profiling (inner part of the Bay of Sepetiba) and besides this, survey geologic and X-Ray diffraction data. In paleoenvironmental terms, the X-ray diffraction results showed that the sand ridge system A, the ridge and the interridge B is part of a fluvial-deltaic system, with marine influence and with performance of reworked sediments at the coastal plain, where there was drainage to flowed in Sepetiba Bay. The GPR results, together with survey data of the area, shown two well defined layers, delimited by depositional differences between them. The most superficial (until eight meters deep) appears with plane-parallel layers showing a low energy environment, and the layers below eight meters deep, showed irregular and chaotic reflectors evidencing have been deposited in an environment of high energy. The MAG results presented magnetic anomalies interpreted as intrusions of diabase dykes with NE/SW direction, the same direction of most structural lineaments mapped in the area and seen at the literature. The seismic profiling and high resolution frequency (3.5 kHz) results showed us some important depositional features. It was observed one paleochannel filled, located at west of the Sepetiba bay, in profile 01, as well as angular discordances and discontinuous progradational reflectors. In addition to these features, was observed the existence of basement, shaped like valleys and high in profile 01, and sandy terraces in all analyzed profiles. This fact demonstrates that the continental shelf and the coastal plain of Itaguaí passed through some small oscillations and stabilization variation in sea level during the last transgressive event in the Holocene. In conclusion, with all these data, the eustatic variations were the main environment depositional process, which collaborated with the sediments accumulation in the area, but also the tectonic processes of the Paleocene to the recent were important to formation of geological structures and to formation of depositional space.

Keywords: Geological evolution. Geophysics. Basin of Sepetiba Bay.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 –	Microrregião de Itaguaí (em vermelho)	16
Figura 2 –	Imagem de satélite SPOT da baía de Sepetiba.....	17
Figura 3 –	Localização da bacia com os limites topográficos.....	22
Figura 4 –	Acima croqui representando a variabilidades lateral e vertical das facies encontradas, e abaixo uma das linhas feitas com antena de 200 MHz.....	23
Figura 5 –	Mapa paleogeográfico da planície costeira de Itaguaí 3.000 anos A.P., escala 1: 50.000.....	24
Figura 6 –	Perfil litofaciológico dos cordões A, B e intercordão, apresentando em vermelho as amostras coletadas para análises granulométricas e mineralógicas.....	25
Figura 7 –	Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCSB: Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira, e Marítimo.....	28
Figura 8 –	Imagem de satélite (Landsat7) do Sub-Gráben Guandu-Sepetiba – (SGGS) com a interpretação estrutural e subdivisões do Gráben da Guanabara.....	28
Figura 9 –	Imagem de satélite da NASA sobre o gráben da Guanabara ilustrando os eventos de magmatismo alcalino: Tinguá, Mendanha, Marapicu, Itáúna, Tanguá, Soarinho, Rio Bonito.....	29
Figura 10 –	Mapa geológico (adaptado de CPRM, 2000).....	31
Figura 11 –	Diagrama em perspectiva com mapa geológico 1:400.000 da área.....	32
Figura 12 –	Mapa de Lineamentos estruturais.....	33
Figura 13 –	A produção de Raios X a nível atômico.....	36
Figura 14 –	A relação entre a diferença de potencial entre os terminais do tubo e as intensidades de cada comprimento de onda produzido.....	37
Figura 15 –	Esquema da difração de Bragg.....	38
Figura 16 –	Superposição construtiva e destrutiva de ondas.....	39
Figura 17 –	As 14 Redes de Bravais.....	40
Figura 18 –	Propagação de uma onda eletromagnética.....	41
Figura 19 –	Equações de Maxwell.....	42
Figura 20 –	Princípio de funcionamento do método GPR considerando um ambiente	

	composto por duas camadas.....	44
Figura 21 –	Técnicas de aquisições com GPR: Common Offset, Sondagens de Velocidade, Trans-iluminação.....	46
Figura 22 –	Exemplo de radargrama.....	47
Figura 23 –	Ilustração conceitual da movimentação de cargas associadas com as correntes de condução.....	49
Figura 24 –	Ilustração conceitual da movimentação de cargas associadas com as correntes de deslocamento.....	50
Figura 25 –	Decaimento da amplitude do sinal de radar em função do tempo.....	56
Figura 26 –	Componentes do vetor da superfície do campo magnético.....	60
Figura 27 –	Mapa de declinação magnética do Brasil em 2012.....	62
Figura 28 –	Figura representando as componentes vertical e horizontal em um dipolo geocêntrico.....	63
Figura 29 –	Diferentes comportamentos magnéticos: diamagnetismo; Paramagnetismo e ferromagnetismo.....	69
Figura 30 –	Representação da temperatura de Curie para a magnetita e hematita.....	70
Figura 31 –	Curva de hysteresis.....	71
Figura 32 –	Deformações e movimentos de partículas do terreno associados à passagem de ondas de corpo: ondas P.....	76
Figura 33 –	Deformações e movimentos de partículas do terreno associados à passagem de ondas de corpo: ondas S.....	76
Figura 34 –	Curva de Tensão x Deformação para um corpo sólido.....	78
Figura 35 –	Modelo de reflexão de ondas em meios 1 e 2	79
Figura 36 –	Intervalos de velocidades da onda P para alguns materiais.....	80
Figura 37 –	Gráfico de tempo de chegada das ondas sísmicas aos vários geofones.....	81
Figura 38 –	Esquema de perfilagem sísmica.....	82
Figura 39 –	Princípio de Huygens.....	84
Figura 40 –	Localização do perfil AB - linha rosa e seu perfil de elevação.....	90
Figura 41 –	Localização do perfil Base - linha laranja e seu perfil de elevação.....	90
Figura 42 –	Localização do perfil Fazenda - linha amarela e seu perfil de elevação....	91
Figura 43 –	Localização do perfil EF - linha branca e seu perfil de elevação.....	91
Figura 44 –	Imagem de satélite mostrando a localização dos perfis.....	92
Figura 45 –	Equipamento de GPR com antena de 100 MHz.....	93

Figura 46 –	Equipamento de GPR com antena de 50 MHz.....	94
Figura 47 –	Fluxograma de processamento dos dados.....	95
Figura 48 –	Dados carregados com a fase de processamento geométrico em primeiro plano.....	96
Figura 49 –	Dados carregados com a fase de opções de plotagem em primeiro plano.	96
Figura 50 –	Imagem de satélite mostrando a localização dos perfis de MAG.....	98
Figura 51 –	Equipamento base instalado na linha do perfil AB laranja (vide figura 40).....	98
Figura 52 –	Equipamento móvel no perfil EF (linha branca, vide figura 43).....	99
Figura 53 –	Aparelho utilizado na aquisição dos dados de magnetometria.....	99
Figura 54 –	Imagem de satélite com a localização das seções sísmicas realizadas na baía de Sepetiba.....	101
Figura 55 –	Foto do equipamento instalado na embarcação.....	102
Figura 56 –	Foto da aparelhagem receptora dos dados do levantamento.....	102
Figura 57 –	Foto do ecobatímetro Hydrotrac.....	103
Figura 58 –	Foto do equipamento Geopulse Profiler Geoacoustic utilizado na aquisição.....	104
Figura 59 –	Foto parcial da embarcação utilizada.....	105
Figura 60 –	Difratograma SP2 – normal.....	109
Figura 61 –	Difratograma SP2 – glicolada.....	110
Figura 62 –	Difratograma SP2 – aquecida a 550C.....	111
Figura 63 –	Difratograma SP3 - normal.....	111
Figura 64 –	Difratograma SP3 - glicolada.....	112
Figura 65 –	Difratograma SP3 – aquecida a 550C.....	112
Figura 66 –	Difratograma SP4 – normal.....	113
Figura 67 –	Difratograma SP4 – glicolada.....	113
Figura 68 –	Difratograma SP4 - aquecida a 550C.....	114
Figura 69 –	Sondagem geomecânica (Tecnosolo) à direita e à esquerda imagens da localização geral com os perfis.....	116
Figura 70 –	Radargrama do perfil AB1 antes do processamento.....	118
Figura 71 –	Radargrama do perfil AB1 interpretado.....	118
Figura 72 –	Radargrama do perfil AB2 antes do processamento.....	119
Figura 73 –	Radargrama do perfil AB2 interpretado.....	119

Figura 74 –	Radargrama do perfil Base 50 Mhz antes do processamento.....	120
Figura 75 –	Radargrama do perfil Base 50 interpretado.....	120
Figura 76 –	Radargrama do perfil Base 100 Mhz antes do processamento.....	121
Figura 77 –	Radargrama do perfil Base 100 interpretado.....	121
Figura 78 –	Radargrama do perfil EF 100 Mhz antes do processamento.....	122
Figura 79 –	Radargrama do perfil EF 100 interpretado.....	122
Figura 80 –	Radargrama do perfil Fazenda 50 Mhz antes do processamento.....	123
Figura 81 –	Radargrama do perfil Fazenda 50 interpretado.....	123
Figura 82 –	Correção do Campo Magnético Corrigido.....	125
Figura 83 –	Sinal Analítico.....	125
Figura 84 –	Primeira derivada.....	126
Figura 85 –	Correção do Campo Magnético Corrigido.....	127
Figura 86 –	Sinal Analítico.....	127
Figura 87 –	Primeira derivada.....	128
Figura 88 –	Correção do Campo Magnético Corrigido.....	129
Figura 89 –	Sinal Analítico.....	129
Figura 90 –	Primeira derivada.....	130
Figura 91 –	Tela extraída do programa GMSys da Geosoft.....	130
Figura 92 –	Legenda das modelagens realizadas.....	132
Figura 93 –	Modelagem geológica do perfil Base produzido com o programa GMSys da GeoSoft.....	132
Figura 94 –	Modelagem geológica do perfil Fazenda produzido com o programa GMSys da GeoSoft.....	133
Figura 95 –	Modelagem geológica do perfil EF produzido com o programa GMSys da GeoSoft.....	133
Figura 96 –	Localização das linhas sísmicas na baía de Sepetiba/RJ.....	135
Figura 97 –	Imagem da seção mostrando os refletores marcados.....	136
Figura 98 –	Paleocanal mais evidente do perfil 01, apresentando preenchimento sedimentar com estratificações plano-paralelas.....	137
Figura 99 –	Paleocanal de menor tamanho no perfil 01.....	137
Figura 100 –	Discordância angular com truncamento erosivo no perfil 01.....	138
Figura 101 –	Refletores em downlap (linhas verdes) e embasamento (linha laranja)....	138
Figura 102 –	Terraço arenoso (em marrom) encontrado no perfil 01.....	139

Figura 103 –	Terraço arenoso (em marrom) encontrado no perfil 01.....	139
Figura 104 –	Refletores plano-paralelos contínuos e alguns descontínuos no perfil 01.	140
Figura 105 –	Imagem da seção mostrando os refletores marcados.....	141
Figura 106 –	Terraço arenoso encontrado no início da aquisição do perfil 02.....	141
Figura 107 –	Canal escavado para fins de navegação no perfil 02.....	142
Figura 108 –	Refletores contínuos, plano-paralelos e caóticos do perfil 02.....	142
Figura 109 –	Terraço arenoso encontrado no fim do perfil 02.....	143
Figura 110 –	Imagem da seção mostrando os refletores marcados (contínuos, descontínuos e plano-paralelos).....	143
Figura 111 –	Terraço arenoso encontrado no fim do perfil 03.....	144

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Estimativa da Profundidade Máxima de Penetração em função da Frequência Central das Antenas.....	43
Tabela 2 – Resolução Vertical Teórica em função da Frequência Central das Antenas.....	47
Tabela 3 – Guia Prático da profundidade de investigação versus frequência central fornecido pela MALA.....	59
Tabela 4 – Susceptibilidade magnética de algumas rochas e alguns minerais (unidades 10-6SI).....	67
Tabela 5 – Comportamento dos Argilominerais – Distância Interplanar basal dÅ...	59
Tabela 6 – Resultados da difração de raios-X.....	107
Tabela 7 – Padrões de refletores encontrados nos radargrama.....	117
Tabela 8 – Parâmetros utilizados no processamento.....	118
Tabela 9 – Parâmetros utilizados no processamento.....	131

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	16
1	OBJETIVOS	20
1.1	Geral	20
1.2	Específicos	20
2	JUSTIFICATIVA DO ESTUDO	21
3	REVISÃO DE LITERATURA	22
4	GEOLOGIA REGIONAL	27
4.1	Implantação do sistema de riftes Cenozóicos do sudeste brasileiro	27
4.2	Magmatismo alcalino na área de estudo	29
4.3	Geologia Local	30
4.4	Clima	34
5	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	35
5.1	Difratometria de Raios-X	36
5.1.1	<u>Lei de Bragg</u>	38
5.1.2	<u>Rede de Bravais</u>	39
5.2	GPR	40
5.2.1	<u>Princípios físicos</u>	48
5.3	Magnetometria Terrestre	59
5.3.1	<u>Origem do Campo Magnético Terrestre</u>	59
5.4	Perfilagem Sísmica	74
6	METODOLOGIAS UTILIZADAS	88
6.1	Difratometria de Raios-X	88
6.2	GPR – Ground Penetrating Radar	90
6.3	Magnetometria Terrestre	97
6.4	Sísmica	100
7	RESULTADOS E DISCUSSÕES	107
7.1	Difratometria de Raios-X	107
7.2	GPR – Ground Penetrating Radar	115
7.3	Magnetometria Terrestre	124
7.4	Perfilagem Sísmica	134
	CONSIDERAÇÕES FINAIS	145

REFERÊNCIAS	149
APÊNDICE A – Perfil Sísmico 01.....	156
APÊNDICE B – Perfil Sísmico 02.....	157
APÊNDICE C – Perfil Sísmico 03.....	158
APÊNDICE D – Correlação entre os métodos utilizados.....	159

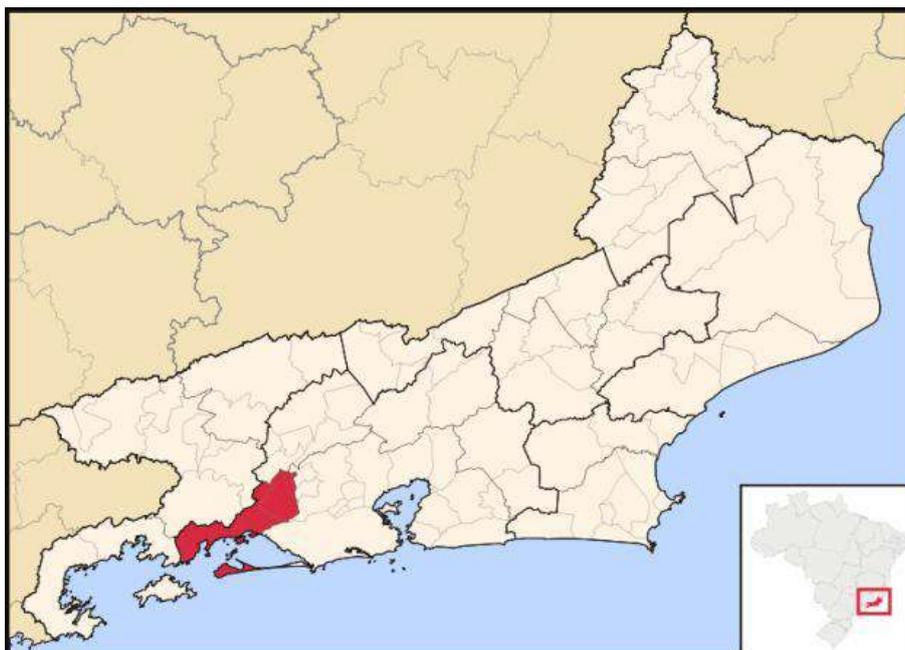
INTRODUÇÃO

As regiões litorâneas são faixas limítrofes entre os continentes (terras emersas) e os oceanos (terras submersas) sob condições de equilíbrio dinâmico. Estas áreas são ocupadas por 2/3 da população da Terra, ou seja, cerca de 04 bilhões de pessoas vivem ao longo da costa litorânea ou em áreas próximas (SUGUIO, 2003).

Assim sendo, as regiões costeiras representam importantes seleiros de fauna e flora, além de serem fonte de dados geológicos que expliquem sua evolução ao longo do tempo. Alguns fatores, como variações eustáticas no nível do mar, soerguimento isostático, movimentos tectônicos regionais, impactos de tempestades, processos costeiros (ondas, marés, correntes litorâneas e ventos), atividades humanas (drenagem, mineração, construção de barragens, estruturas de proteção costeira) e outros, são preponderantes para se compreender o passado, presente e possivelmente presumir ocorrência de eventos posteriores (SUGUIO, *op. cit.*).

Os segmentos da baía de Sepetiba e da bacia da baía de Sepetiba, objetos de estudo deste trabalho, localizam-se no município de Itaguaí, sul do Estado do Rio de Janeiro, situados geograficamente na parte oeste do Gráben da Guanabara (FERRARI, 1990) (figura 01).

Figura 1 – Microrregião de Itaguaí (em vermelho).



Fonte: Map of Rio de Janeiro, 2014.

A bacia da baía de Sepetiba foi formada na porção nordeste da bacia de Santos, sendo bordejadas pelas serras do Mazomba e do Couto, partes integrantes da Serra do Mar. A baía de Sepetiba representa um corpo de água semi-confinado, situada na plataforma continental fluminense, onde prevalecem condições estuarinas e sua evolução geológica está associada à evolução estrutural da Serra do Mar (BORGES, 1998). Vide figura 02.

Figura 2 – Imagem de satélite SPOT da baía de Sepetiba



Fonte: CPRM, 1996.

A bacia hidrográfica desta baía abrange cerca de 2.710 km². Está inserida na área delimitada pelos paralelos 22°35' e 23°S e pelos meridianos 43°25' e 44° WG. As unidades mais importantes que a compõem são: a Restinga de Marambaia e ilhas do interior da baía, onde a oeste está a Bacia do Rio Jacuacanga (Bacia da baía da Ilha Grande), a norte a bacia do Rio Paraíba do Sul (Sub-bacias dos Rios Piraí, Alegre, Ubá e Piabanha), a leste a bacia da baía de Guanabara e a sudeste a bacia da Baixada de Jacarepaguá (SEMADS, 2001).

O limite da rede hidrográfica é dado pelas cumeadas das serras do Maciço da Pedra Branca, iniciando no Morro de Guaratiba (sudeste), seguindo a Serra Geral de Guaratiba, Serra do Rio da Prata, Serra da Pedra Branca, do Viegas e do Lameirão. Daí passa-se pela Serra do Mendanha e de Madureira até chegar a Serra do Tinguá, em Nova Iguaçu. Traçando-se os topos dos morros e seguindo as cumeadas chegam-se as Serras do Macuco e do Couto (expressões locais da Serra do Mar). Esses divisores marcam o limite leste da bacia, ou seja, a

partir dessa linha os rios a oeste drenam para a baía de Sepetiba, e os de leste vão para a baía de Guanabara (SAMPAIO, 2009). Vide figura 03.

Figura 3 – Localização da bacia da baía de Sepetiba com os limites topográficos (Serra do Mazomba à esquerda e a Serra do Couto no alto à direita).



Fonte: SPOT, 1996.

Estudos sobre a evolução sedimentar da baía de Sepetiba indicam que sua área atual já esteve exposta durante a última regressão marinha no Pleistoceno Superior (entre ~127-20 ka), sendo posteriormente afogada durante a última transgressão no Pleistoceno Tardio-Holoceno (RONCARATI e BARROCAS, 1978; FRIEDERICHS, 2012). Conjugando-se a esses fatos, durante o Cenozóico, processos tectônicos na Serra do Mar levaram à formação de uma série de riftes no Sudeste, chamado de Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste Brasileiro (ZALAN e OLIVEIRA, 2005). Observou-se então que a bacia da baía de Sepetiba, inserida nesse contexto, carece ainda de estudos que desvendem suas estruturas em subsuperfície e assim mostrem mais sobre a sua evolução tectônica.

Assim sendo, a realização dessa pesquisa, utilizando ferramentas geológicas e geofísicas, tem como prioridade descobrir feições estruturais em subsuperfície e assim colaborar com a construção do modelo evolutivo desses ambientes.

1 OBJETIVOS

1.1 Objetivo geral

O objetivo geral desse estudo é investigar estruturas geológicas em subsuperfície e a morfologia das camadas sedimentares através do uso de dados geológicos e geofísicos, comparando as características principais encontradas, e assim elucidar qual processo fez parte da formação do ambiente deposicional da bacia da baía de Sepetiba, se o mesmo foi apenas por variações eustáticas, por processos tectônicos, ou ambos.

1.2 Objetivos específicos

O presente estudo tem como objetivos específicos os seguintes:

- a) Investigar camadas do pacote sedimentar em subsuperfície, localizadas na parte continental, utilizando para tal a técnica do GPR - *Ground Penetrating Radar*, acompanhado da difratometria de Raios-X dos sedimentos;
- b) Investigar em subsuperfície qual é o comportamento das rochas, através de anomalias magnéticas registradas com o uso do Magnetômetro Terrestre, e obter como produto final uma modelagem geológica da bacia da baía de Sepetiba;
- c) Detectar através de levantamentos de dados de sísmica rasa, realizados na parte interna da baía de Sepetiba, estruturas geológicas em profundidade às quais serão integradas e comparadas aos dados geofísicos do continente, como também a dados geológicos pré-existentes e;
- d) Assim sendo, tanto na plataforma continental da bacia da baía de Sepetiba quanto no interior da baía de Sepetiba pretende-se delimitar camadas deposicionais existentes, suas estruturas e feições geológicas, bem como o relevo em subsuperfície e assim, produzir uma modelagem geológica de detalhe, apresentando como resultado um modelo evolutivo para o sub-graben Guandu-Sepetiba, parte integrante dessa bacia.

2 JUSTIFICATIVA DO ESTUDO

O estudo da bacia da baía de Sepetiba, em Itaguaí, é justificado pela incerteza sobre o modelo deposicional e evolutivo existente, como também pela escassez de dados geofísicos que nos mostrem o comportamento das rochas em subsuperfície. Muito já se estudou em relação à planície costeira de Itaguaí, seus sedimentos, tipos e processos sedimentares, como também sobre a evolução geológica da restinga de Marambaia e sua ilha, de mesmo nome, porém em relação ao histórico deposicional que inclua a parte continental da bacia não se tem trabalhos, a não ser os puramente geológicos em superfície.

3 REVISÃO DA LITERATURA

A evolução geológica da baía de Sepetiba passou por vários processos sedimentares e tectônicos ao longo de sua história até alcançar sua conformação atual e alguns trabalhos foram realizados nessa área desde meados da década de 70.

O autor Roncaratti (1978) foi um precursor das pesquisas feitas na área e elaborou o primeiro relatório com estudos sobre a acumulação de sedimentos arenosos superficiais recentes encontrados ao longo da planície costeira da baía de Sepetiba.

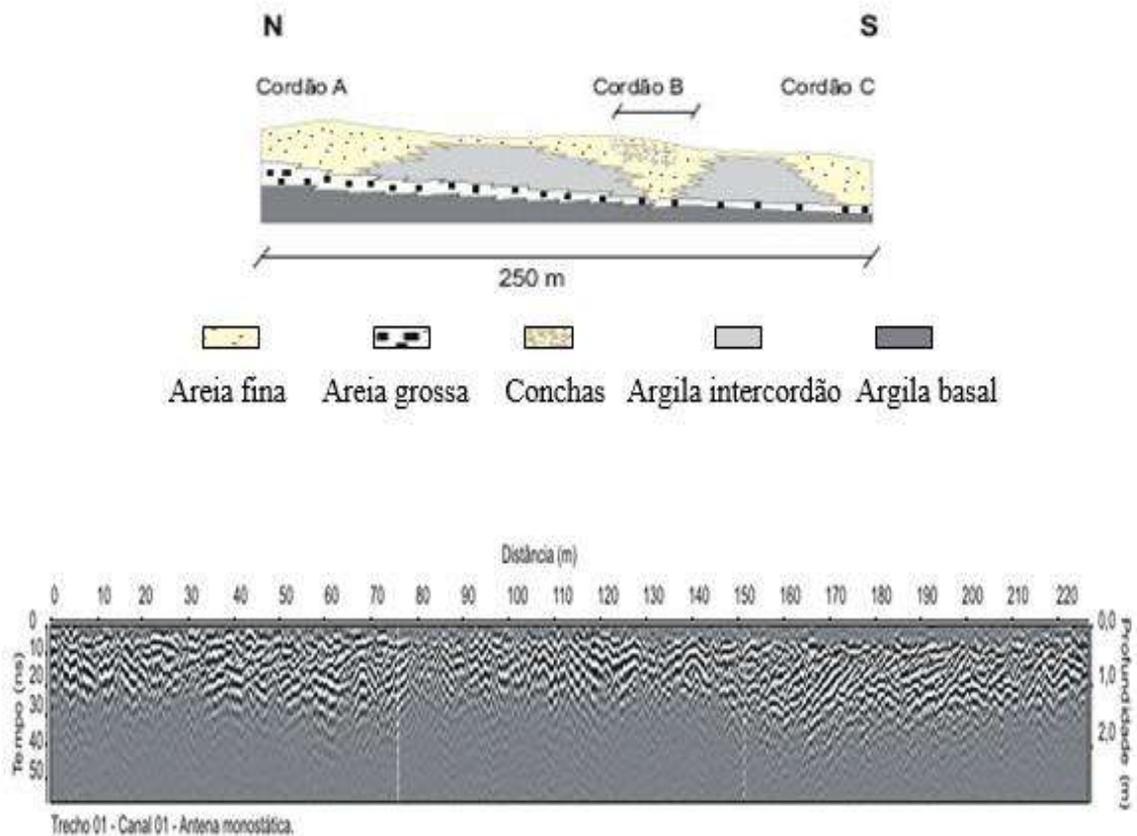
O autor Goes (1994) analisou, através de técnicas de geoprocessamento e de interpretação de imagens de satélite, juntamente com a grande variedade de processos sedimentares atuantes pré e pós-Holocênicos, o processo de formação da restinga de Marambaia, mostrando a transformação do ambiente de alta energia em baixa energia, deixando de ser um sistema de mar aberto para de um semi confinamento.

O autor Borges (1998) pesquisou a evolução da baía de Sepetiba e a formação da ilha-barreira Marambaia com o auxílio de perfis sísmicos e datações radiométricas.

Já Sampaio (2002) estudou a evolução geológica-geomorfológica recente da baía de Sepetiba utilizando Modelos Digitais do Terreno como também estudos sobre a hidrodinâmica regional e alguns perfis sísmicos realizados na baía. Com isso foram demonstradas mudanças na geomorfologia local em função de controles de lineamentos estruturais, como também modificações causadas por efeitos antrópicos ao longo dos anos.

Almeida (2005) realizou investigações geofísicas utilizando o método de GPR – *Ground Penetrating Radar* e SEV a fim de visualizar o comportamento deposicional das camadas arenosas em subsuperfície de cordões arenosos localizados na planície costeira de Itaguaí (figura 04).

Figura 4 – Acima croqui representando as variabilidades lateral e vertical das fácies encontradas, e abaixo uma das linhas feitas com antena de 200 MHz no trabalho de GPR.

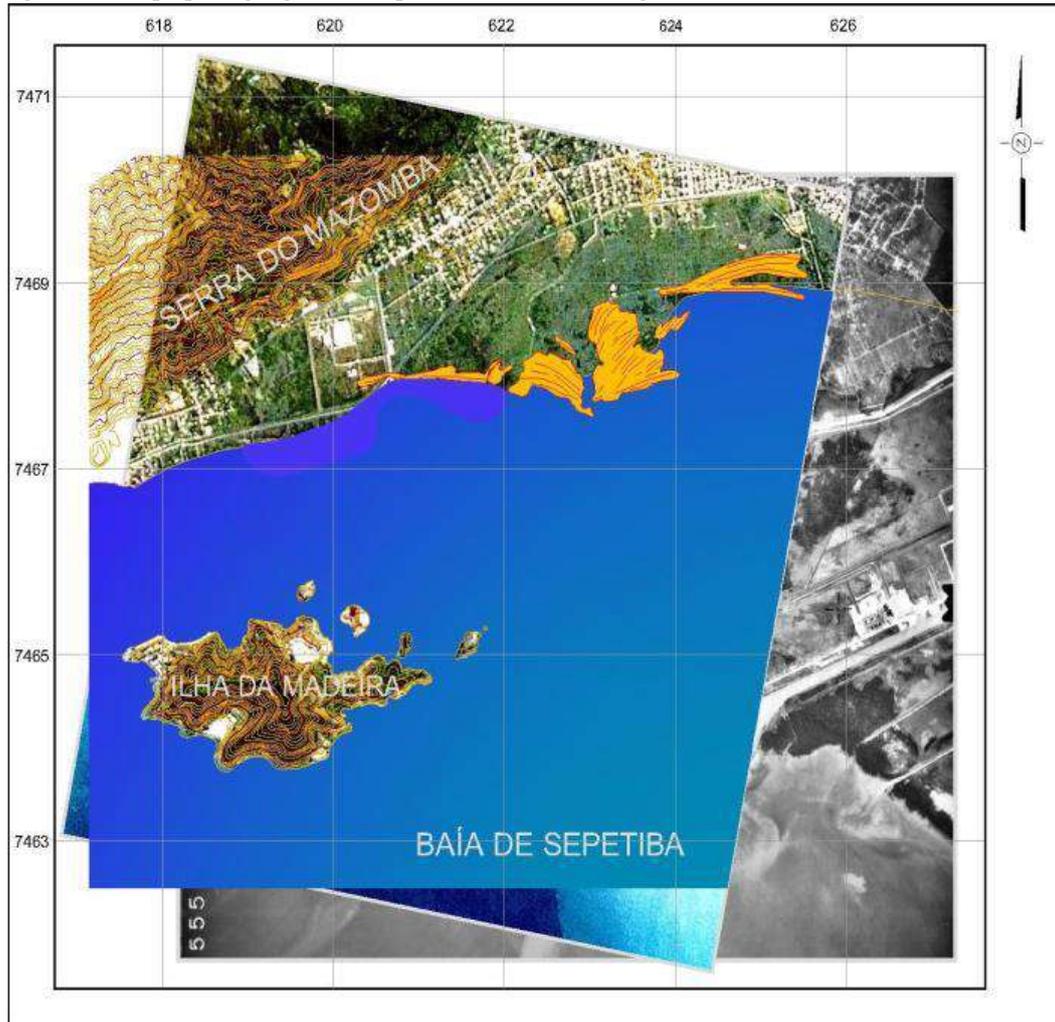


Fonte: Almeida, 2005.

Villena (2007) estudou a evolução deposicional do cone de sedimentação na desembocadura do rio Guandu, um dos principais rios do sistema de drenagem da bacia, e calculou o nível de assoreamento da baía de Sepetiba.

Carelli (2008) utilizou várias metodologias para investigar a evolução geológica da baía de Sepetiba. Através de datações C14 de concheiros encontrados na planície costeira, e de análises sedimentológicas e geofísicas com GPR, demonstrou que os cordões arenosos surgiram há cerca 05 m.a. atrás e que os mesmos foram depositados através de sucessivas variações eustáticas que aconteceram nos últimos 07 m.a. na costa brasileira (figura 05).

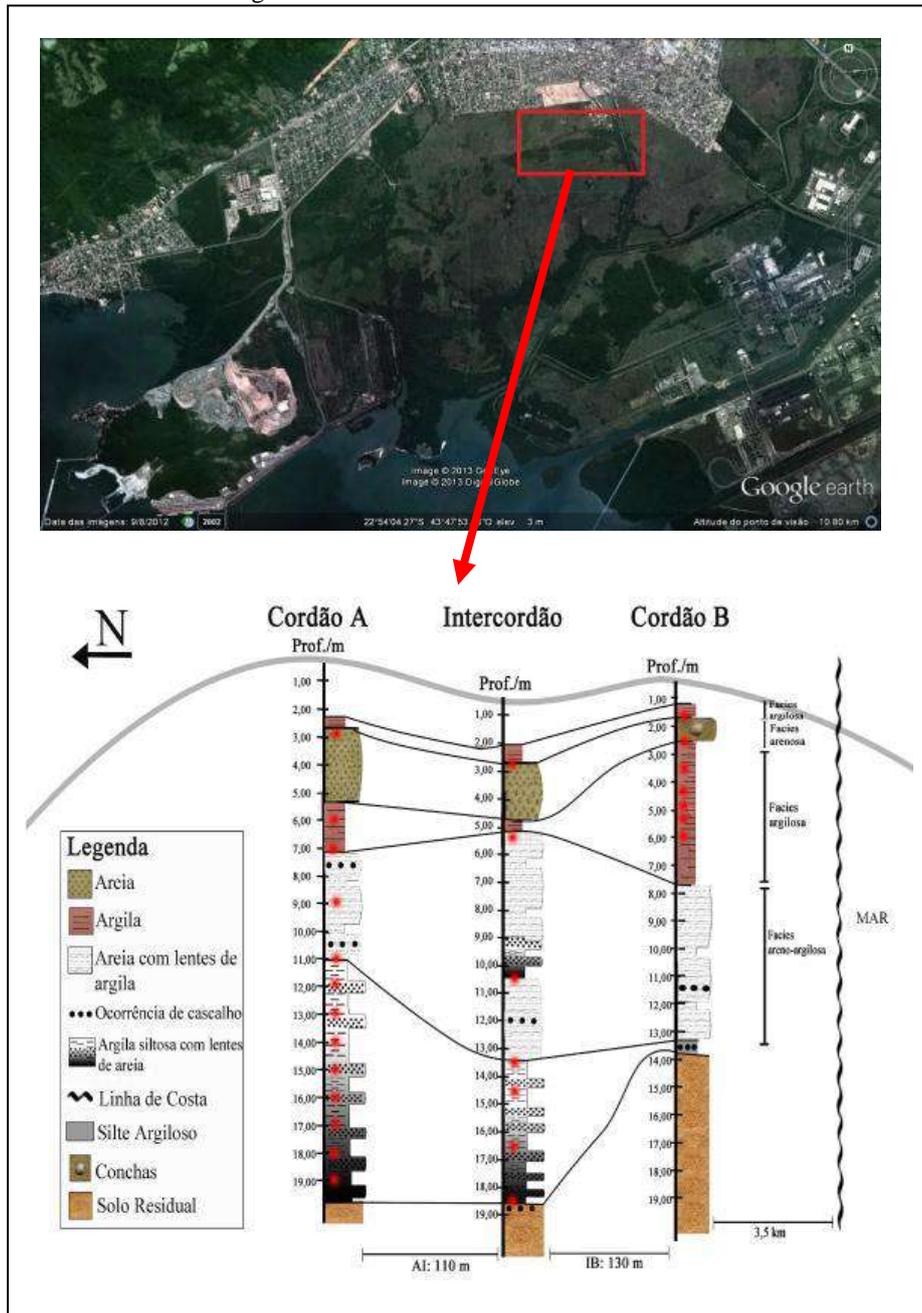
Figura 5 – Mapa paleogeográfico da planície costeira de Itaguaí 3.000 anos A.P., escala 1: 50.000



Fonte: Carelli, 2008.

Nascimento (2009) utilizou análises sedimentológicas e a difratometria de raios-X para analisar as frações argilosas dos sedimentos em subsuperfície, coletados em cordões arenosos da planície costeira de Itaguaí com o objetivo de atestar a qualidade e a proveniência de tais argilas, se as mesmas eram predominantemente de ambiente continental ou marinho. A autora também produziu um perfil de correlação litológica entre os 03 poços de sondagem, localizados um em cada cordão arenoso. Como resultado foi concluído que o material analisado é de origem fluvio-continental pelo fato de ser em sua grande maioria pertencente ao grupo da caulinita (figura 06), argilomineral predominante nesses ambientes.

Figura 6 – Perfil litofaciológico dos cordões A, B e intercordão, apresentando em vermelho as amostras coletadas para análises granulométricas e mineralógicas.



Fonte: Nascimento, 2009.

Friederichs (2012) analisou dados de sísmica de reflexão monocal canal boomer adquiridos na plataforma interna-média da baía de Sepetiba (até 60 metros de profundidade). Teve como objetivo identificar elementos estruturais e deposicionais em ambientes fluvio-estuarinos e assim propor um modelo paleogeográfico do sistema estuarino dessa baía.

Ramos (2013) investigou a evolução dos ambientes sedimentares rasos da baía de Sepetiba buscando identificar e analisar aspectos arquiteturais de ambientes fluviais,

estuarinos e marinhos próximos a Restinga de Marambaia. Para tal, utilizou dados sísmicos das sequências deposicionais com até 40 metros de profundidade.

4 GEOLOGIA REGIONAL

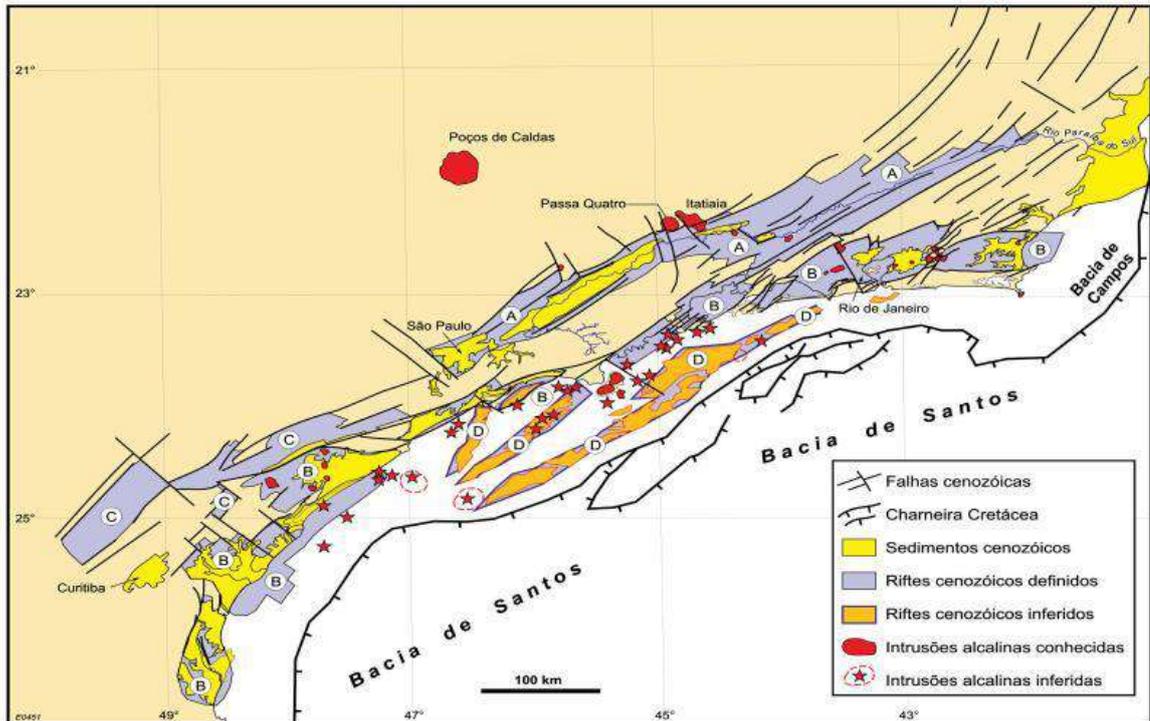
4.1 Implantação do sistema de riftes Cenozóicos do sudeste brasileiro

Segundo Zalán e Oliveira (2005), a região sudeste do Brasil não se constituiu, de forma alguma, em uma típica margem passiva, tal como era mencionada na visão clássica da teoria de tectônica de placas. Isso se explica pelo fato de depois de cessado o rifteamento teve início um levantamento de natureza epirogenética da crosta continental em resposta à passagem da Placa Sul-Americana sobre uma anomalia térmica (*hot spot* de Trindade). Um megaplanalto se formou com cerca de 300 000 km² (Serra do Mar Cretácea) durante este período, e que condiciona então a principal área fonte de sedimentos Coniacianos-Maastrichtianos das bacias de Santos, Campos e Paraná.

No limite Cretáceo/Cenozóico acontece o final do soerguimento, e uma superfície de aplainamento (Superfície Japi) nivela em torno de 2000m o topo em relação ao nível do mar atual. Esta grande quantidade de rocha soerguida, teria sua borda oriental vizinha às áreas subsidentes das bacias de Santos e Campos, o que tornou tal situação isostaticamente instável, e o colapso gravitacional do megaplanalto em direção às áreas deprimidas teve início 7 m.a. após cessado o soerguimento.

Durante uma parte do Cenozóico (58 – 20 m.a.) a crosta continental fendeu-se e afundou-se em diversas áreas lineares formando-se corredores de grábens (riftes) paralelos à costa, os atuais Sistemas de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (S.R.C.S.B.) (Zalán & Oliveira, *op.cit.*). Foram definidos quatro grandes riftes ou corredores de grábens: Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marítimo. A figura 07 extraída de Zalán e Oliveira (*op. cit.*) ilustra a situação atual destes processos tectono-estruturais. Como parte desse desnivelamento e colapso gravitacional surgiram os sub-grabens Paraty, mais ao sul do Estado e o Guandu-Sepetiba, onde está localizada a área deste estudo (figura 08).

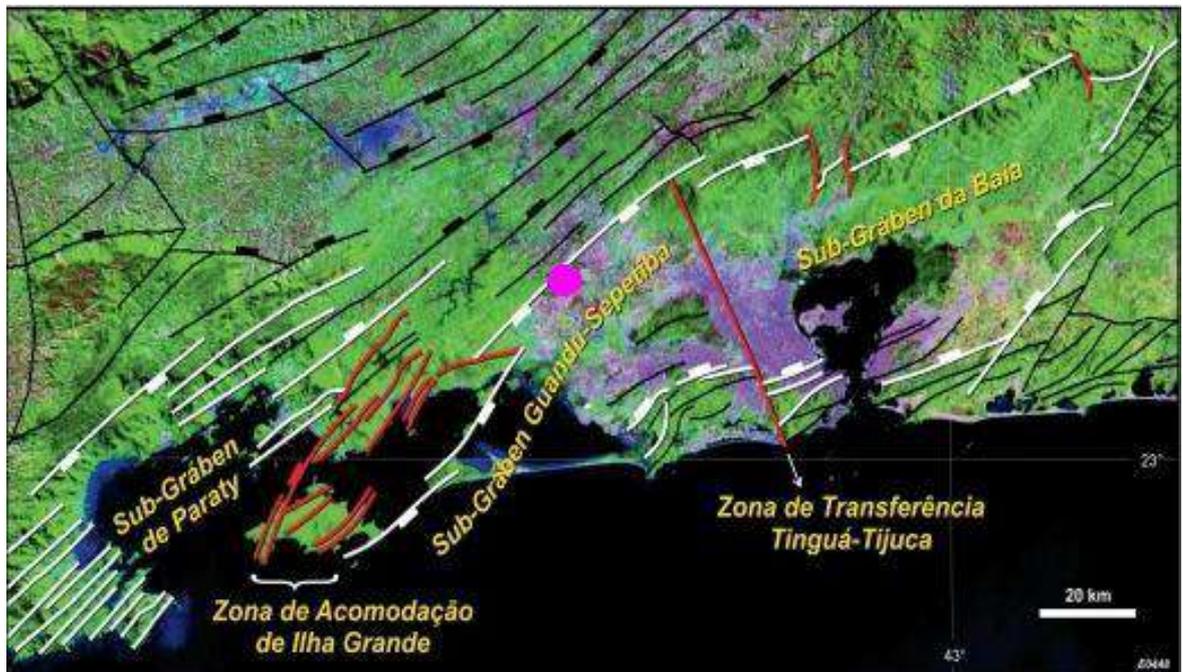
Figura 7 – Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCSB. (



Legenda: A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo.

Fonte: Zalán e Oliveira, 2005.

Figura 8 – Imagem de satélite (Landsat7) do Sub-Graben Guandu-Setetiba – (SGGS) com a interpretação estrutural e subdivisões do Graben da Guanabara.



Legenda: Principais falhas normais em branco. Localização da área deste estudo (indicado por um ponto rosa)

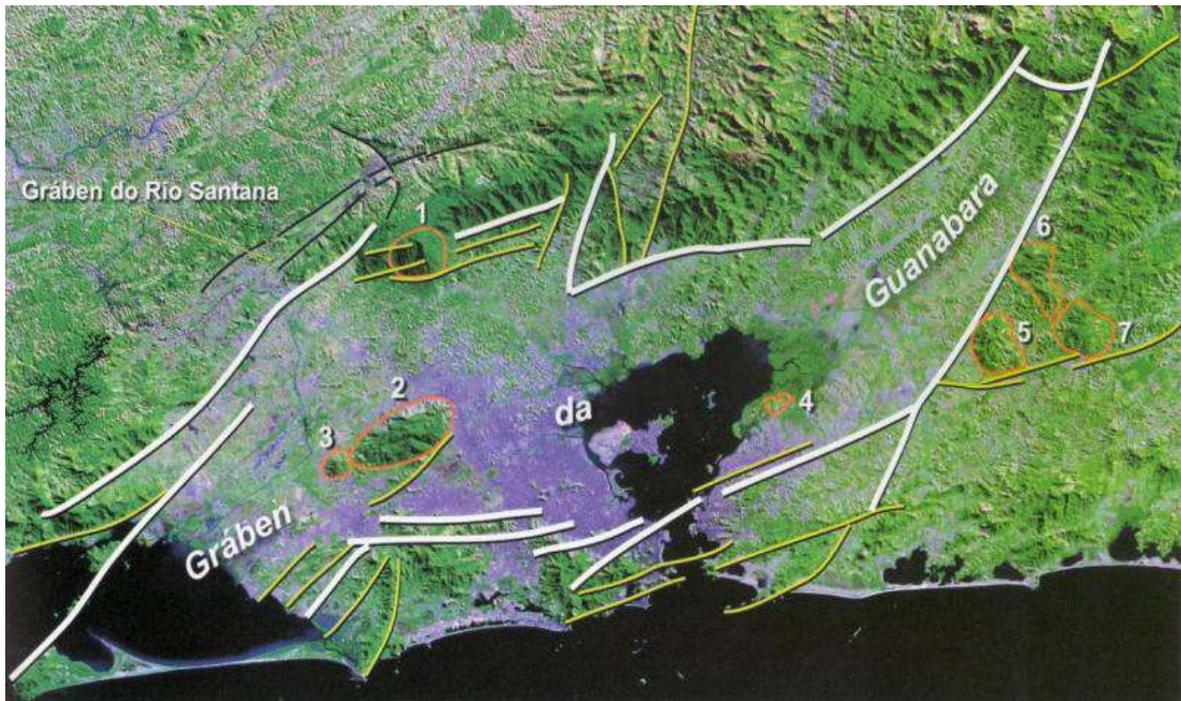
Fonte: Zalán & Oliveira, 2005.

4.2 Magmatismo alcalino na área de estudo

Segundo Almeida (1981), a dinâmica de eventos tectônicos em blocos normais e justapostos, instalados nas margens continentais em reativação, relacionada à expansão do assoalho oceânico, perduraram até início do Neógeno. Nesta fase é que as intrusões alcalinas extravasaram as fissuras crustais reativadas.

O magmatismo alcalino está representado na área de estudo pelos *stocks*, Tinguá e Mendanha e pelo *plug* Marapicu, além de inúmeros diques (FERRARI, 2001) (figura 09). Alguns modelos consideram que esses focos de rochas alcalinas não têm uma causa tectônica clara e relacionam este magmatismo a uma anomalia térmica. Na figura 08 é possível localizar os eventos de magmatismo alcalino dentro do gráben da Guanabara.

Figura 9 – Imagem de satélite da NASA sobre o gráben da Guanabara ilustrando os eventos de magmatismo alcalino.



Legenda: 1 Tinguá, 2 Mendanha, 3 Marapicu, 4 Itaúna, 5 Tanguá, 6 Soarinho, 7 Rio Bonito.
Fonte: Neto et al., 2004.

4.3 Geologia Local

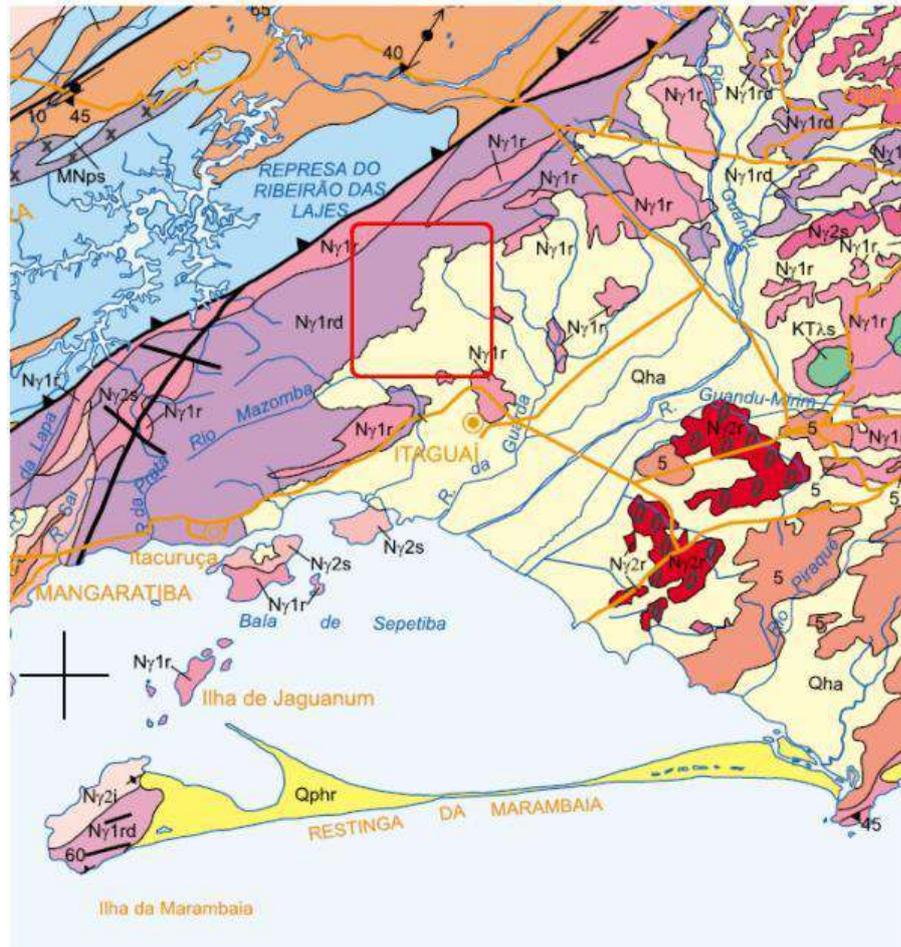
As unidades litológicas da bacia da Baía de Sepetiba ocorrem em geral disseminadas entre si, com litologias de idade Proterozóica apresentando nítida direção estrutural NE-SW e sedimentos Neógenos espalhados na baixada. Algumas unidades ocorrem isoladamente, principalmente as unidades de idade Cenozóicas e algumas Proterozóicas. Os sedimentos fluvio-marinhos de idade Neógena encontram-se espalhados nas áreas baixas e ao redor das elevações compostas pelas rochas Proterozóicas, formando a Baixada de Sepetiba e a Restinga da Marambaia (SEMA ZEE/RJ, 1996).

As intrusões de rochas alcalinas (Cenozóicas) na área propiciam elevadas altitudes nestas áreas, visto que, são resistentes à erosão devido a sua homogeneidade mineralógica e estrutural. O charnokito se localiza somente na Ilha da Marambaia, tendo comportamento semelhante às alcalinas. Na Serra das Araras há um predomínio do granitóide Rio Turvo, que mostra um forte controle estrutural NE-SW, capaz de orientar as drenagens nele presentes, com topografia de altitudes medianas (em torno de 600m) e nítido rebaixamento do relevo (SEMA ZEE/RJ, *op.cit.*).

A unidade que agrupa as rochas metassedimentares aparece nas extremidades da ocorrência do granitóide Rio Turvo, com características de relevo bastante similar às do granitóide. Ainda segundo o relatório SEMA ZEE/RJ (*op.cit.*), a unidade que congrega as rochas metaígneas é predominante na bacia, dispondo-se numa faixa de largura irregular, que segue a estruturação NE-SW, formando na extremidade SW a Serra do Mazomba e na extremidade NE a Serra do Couto. Na porção média desta faixa o relevo é bastante dissecado e se localizam os médios cursos das drenagens mais importantes da bacia. Há ainda uma grande ocorrência de metaígneas entre os Maciços do Tinguá e Mendanha, assim como, ocorrências isoladas nas colinas inseridas na baixada.

Os granodioritos compõem grande parte do Maciço do Tinguá, ocorrendo também em pequenos trechos na Serra do Couto e nos Maciços do Mendanha e Pedra Branca. Disseminados em várias litologias encontram-se os granitos, classificados como sendo de origem pós-orogénica (sem deformação estrutural) e responsáveis pela formação de colinas isoladas, parte das ilhas e grande parte do Maciço da Pedra Branca. Os kinzigitos e leptinitos apresentam pequena expressão espacial, encontrando-se apenas nas colinas isoladas inseridas na Baixada de Sepetiba (*ibid.*). A figura 10 apresenta os principais elementos descritos acima.

Figura 10 – Mapa geológico, no quadrado vermelho a área de estudo onde foram realizadas as técnicas de GPR e Magnetometria



Ny1r	<p>Complexo Rio Negro Unidade Rio Negro Ortognaisse bandado, TTG, de granulação grossa, texturas porfíricas recristalizadas e augen, com forte foliação tangencial. Intercalações de metagabro e metadiorito deformados (amfibolito) ocorrem localizadamente. Intrusões de granada leucogranitos tipo-S e de apófises de granitóides do Batólito Serra dos Órgãos ocorrem regionalmente. Plútons correlatos: Gnaiss Archer (Ny1ra); Gnaiss Tingüi (Ny1rt); Complexo Trajano de Moraes (Ny1rtm); Complexo Capim Angola (Ny1rc) Rio Negro Complex Rio Negro Unit - Biotite-hornblende TTG, coarse-grained, banded orthogneiss with strong thrust-related planar fabrics and recrystallised porphyritic augen textures. Deformed metagabbro and metadiorite (amphibolite) intercalations occur locally. Intrusions of garnet-bearing fine-grained, S-type leucogranite and of Serra dos Órgãos granitoids are widespread. Correlative units: Archer gneiss (Ny1ra); Tingüi Gneiss (Ny1rt); Trajano de Moraes Complex (Ny1rtm); Capim-Angola Complex (Ny1rc)</p>
Ny1rd	<p>Unidade Duas Barras Fácies homogênea, foliada, de composição tonalítica, intrudida por veios e bolsões de leucogranito tipo-S Duas Barras Unit Homogeneous, foliated, chiefly tonalitic gneiss, intruded by veins and pockets of S-type leucogranite</p>
Qha	<p>Depósito Colúvio-Aluvionar Depósitos fluviais e flúvio-marinhos areno-siltico-argilosos com camadas de cascalheiras associados a depósitos de talus, e sedimentos lacustrinos e de manguezais retrabalhado Colluvial-Alluvial Deposit Fluvial and fluvio-marine deposits of clay, silt and sand including talus-related gravel beds, and reworked lacustrine and mangrove sediments</p>

Fonte: CPRM, 2000.

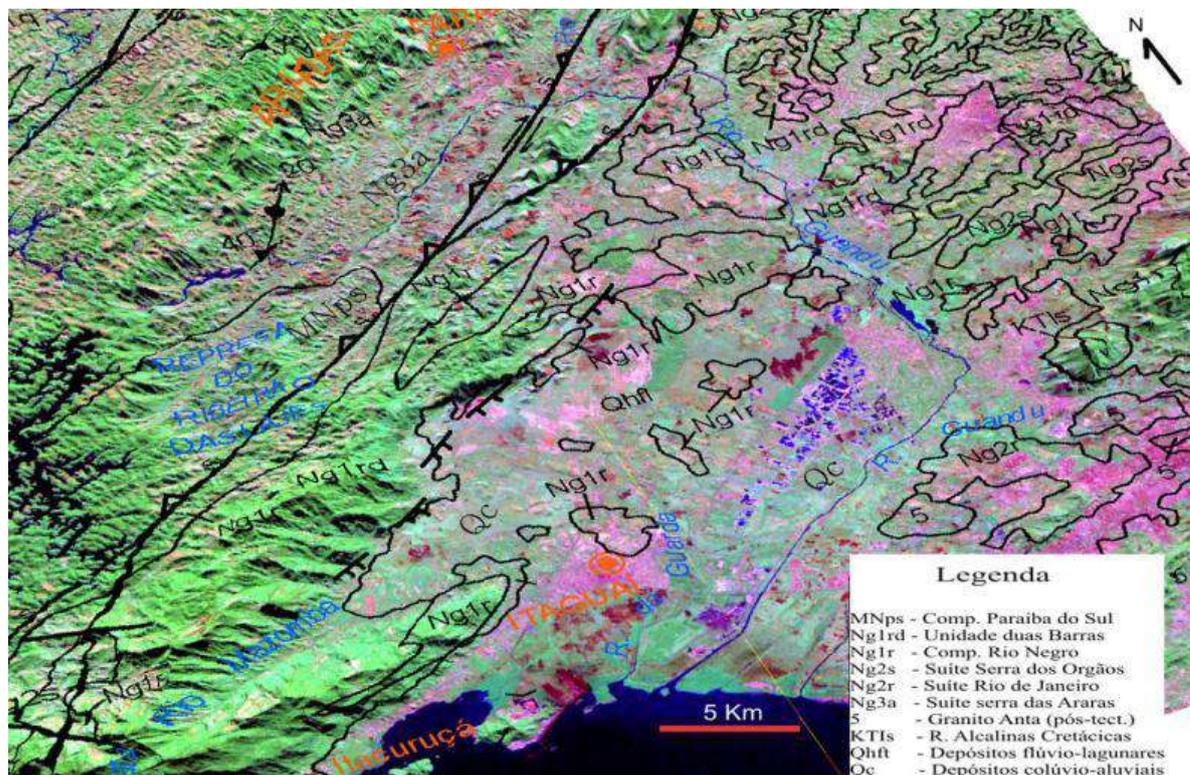
As formas de relevo da baía de Sepetiba foram elaboradas principalmente no Paleógeno, no que diz respeito ao controle morfoestrutural pré-existente. Provavelmente, no final do Paleógeno, início do Neógeno, definiu-se a escarpa falhada da Serra do Mar e a depressão tectônica da baixada de Sepetiba, da qual faz parte a baía em questão. As drenagens são controladas pelas feições morfoestruturais, designadas por rios provenientes de

escarpas da Serra do Mar em direção ao Oceano Atlântico que convergem para a baixada de Sepetiba (SAMPAIO, 2002).

Os maciços costeiros também sobressaem na topografia, distribuindo-se ao longo da faixa costeira, na direção N-NE (figura 11). Compreendem colinas, pães-de-açúcar, serras orientadas e um conjunto morfológico mais elevado, onde se destaca o maciço de Mendanha-Gericinó-Madureira. Esses maciços se dispõem ao longo da costa com orientação geral NE-SW, tangenciando a linha da costa intercalada pelas planícies costeiras. Caracterizam-se por apresentar uma morfologia relacionada aos efeitos de uma tectônica regional e de fases erosivas sucessivas. As colinas ocorrem em pequenas áreas nos sopés das escarpas separadas pelas planícies fluviais, apresentando uma cobertura coluvial no topo separada dos materiais de alteração do substrato rochoso por uma linha de seixos.

As colinas e maciços costeiros são construídos por diferentes litotipos, entre os quais predominam granitos e granodioritos do Proterozóico Superior e intrusões de rochas alcalinas de idade Cretácea. As declividades acentuadas das encostas, os elevados índices de pluviosidade e a degradação da cobertura vegetal, proporcionam alta suscetibilidade à erosão por movimentos de massa – escorregamento de solo e rochas, por exemplo (SEMADS, 2001).

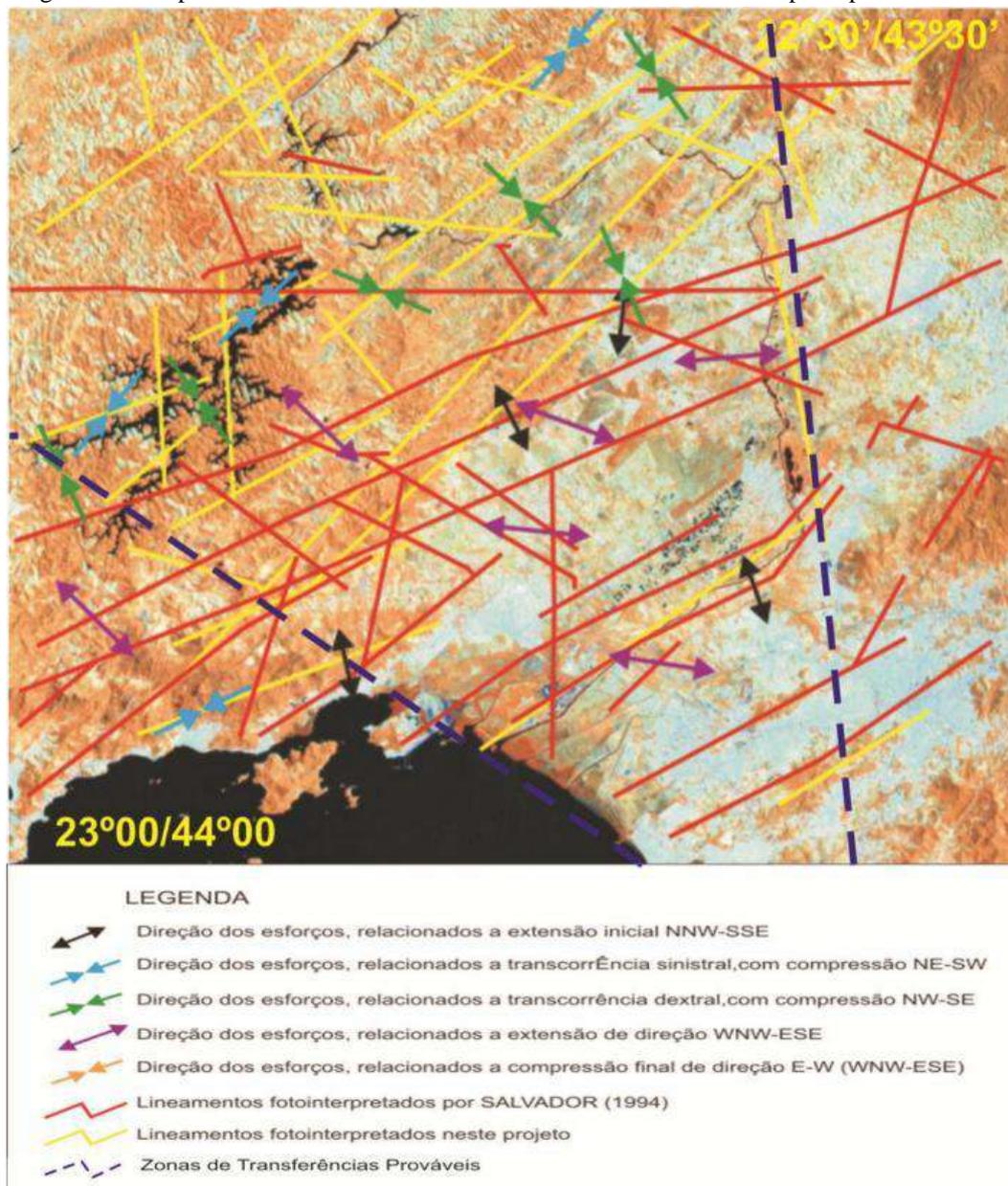
Figura 11 – Diagrama em perspectiva com mapa geológico 1:400.000 da área. Elevação da topografia com exagero de 7X



Fonte: Candido *et. al.*, 2013.

Na área de estudo destacam-se duas grandes estruturas rúpteis que delimitam o Subgraben Guandu Sepetiba (SGGS): o Sistema de Falhas de Transferência e o de Borda (figura 08), que sofreram reativação, configurando o principal evento tectônico no Cenozóico. Estudos focados em neotectônica na região atestam que os eventos tectônicos são atuantes até hoje. Foi realizado um levantamento estrutural utilizando-se técnicas de sensoriamento remoto e modelagem digital de terreno, visando reconhecer a densidade de lineamentos na área de estudo, e postula que regiões de altos topográficos são alinhadas paralelamente a vales de drenagens e a linha de costa da baía de Sepetiba, que é controlada tectonicamente por falhamento transferente (CANDIDO *et. al*, 2013) (figura 12).

Figura 12 – Mapa de Lineamentos estruturais. Em amarelo os lineamentos principais NE-SW



Fonte: Candido *et. al.*, 2013.

4.4 Clima

De acordo com Köppen (1948), o clima da região pode ser classificado como pertencente ao grupo A, brando subtropical, nas áreas mais montanhosas, com inverno seco e verão quente e chuvoso a tropical quente e úmido, com presença de florestas nos compartimentos mais rebaixados.

5 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

As ciências geofísicas são compostas por três grandes grupos: a Geofísica Espacial que envolve estudos referentes à atmosfera terrestre e sua interação com o meio ambiente; a Geofísica da Terra Sólida responsável pela investigação da estrutura e composição do interior do Planeta Terra; e a Geofísica Aplicada relacionada aos estudos da estrutura e composição da superfície da crosta terrestre a menores profundidades.

Os métodos geofísicos GPR – *Ground Penetrating Radar*, MAG – Magnetometria e Sísmica são ferramentas importantes e muito utilizadas na caracterização de ambientes geológicos, auxiliando na detecção de anomalias em subsuperfície. No caso do GPR, o mesmo é utilizado para identificar materiais enterrados, por exemplo, mas também é usado na caracterização de depósitos sedimentares em subsuperfície, mostrando seu acamamento.

O método de MAG é bastante utilizada em pesquisas para prospecção de recursos minerais, bem como na modelagem do relevo do embasamento através da detecção de anomalias do campo magnético total, a fim de caracterizar em profundidade como pode ser o comportamento deposicional das camadas subjacentes em função das variações do relevo do embasamento.

O método de sísmica é de suma importância em investigações oceânicas, proporcionando o imageamento das camadas em grandes profundidades, bem como falhas e outras estruturas geológicas. É muito utilizada na exploração de óleo offshore.

A difração de Raios-X é um método já bastante difundido no meio acadêmico, tendo por finalidade principal qualificar minerais de argila e assim auxiliar na caracterização de ambientes de sedimentação, pois dependendo do argilomineral predominante, é possível afirmar que tipo de proveniência sedimentar ocorre, se marinha ou continental. Essa técnica também é utilizada na indústria de cerâmicas, mostrando a qualidade da argila para produtos de cerâmica e de construção de um modo geral. Outra função desse método é demonstrar o tipo de argila existente em áreas atingidas por contaminações, sendo importante ferramenta na solução de problemas ambientais.

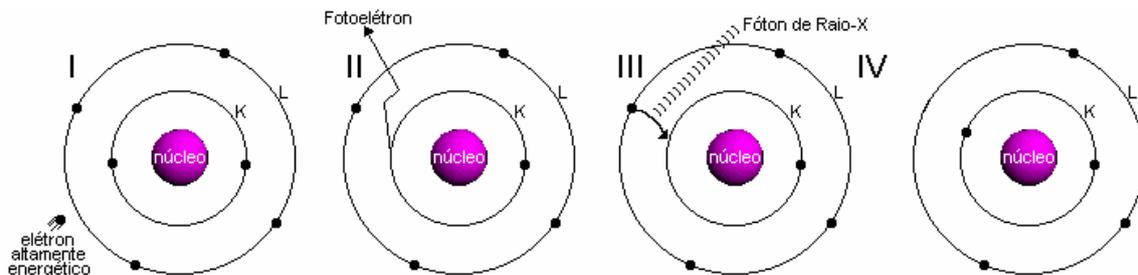
Assim sendo, esses quatro métodos juntos foram escolhidos com o objetivo de investigar a origem dos sedimentos nesse paleoambiente, o comportamento deposicional das camadas em subsuperfície próximas à borda da bacia da baía de Sepetiba, como também realizar uma modelagem geológica de detalhe em relação ao relevo do embasamento em

profundidade, revelando desta forma o tipo de evento que ocorreu na formação desse ambiente, se por eventos eustáticos e/ou regimes tectônicos.

5.1 Difratomia de Raios-X

Os Raios-X são gerados quando uma partícula de alta energia cinética é rapidamente desacelerada. O método mais utilizado para produzir raios-X é fazendo com que um elétron de alta energia (gerado no cátodo do tubo catódico) colida com um alvo metálico (ânodo). Na figura 13 abaixo analisamos o fenômeno a nível atômico (KLUG *et. al.*, 1974).

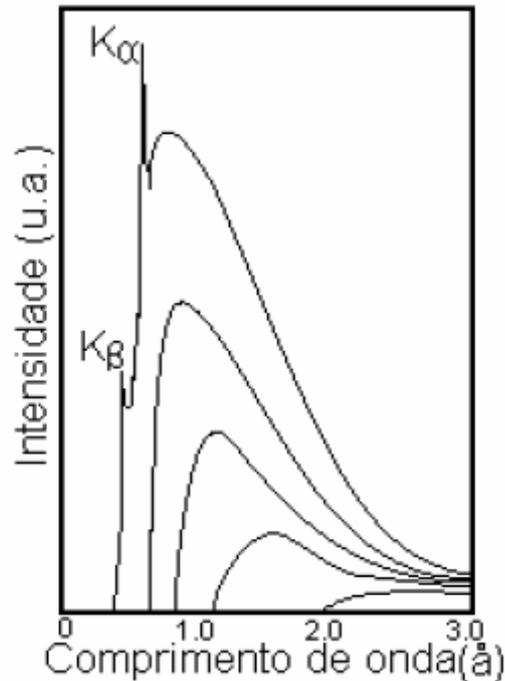
Figura 13 – A produção de Raios X a nível atômico



Fonte: Klug, 1974.

Quando esse elétron atinge o alvo (I), um elétron da camada K de um átomo do material é liberado na forma de fotoelétron (II), fazendo com que haja uma vacância nessa camada. Para ocupar o espaço deixado por esse elétron, um outro elétron de uma camada mais externa passa à camada K (III), liberando energia na forma de um fóton de Raio-X (IV). A energia desse fóton corresponde à diferença de energia entre as duas camadas. Durante os primeiros estudos sobre a geração de Raios-X, foi percebido que ao aumentar a diferença de potencial entre os terminais, aumenta-se a intensidade e a faixa de comprimentos de onda produzidos pelo tubo, como mostra a figura 14 (KLUG *op. cit.*).

Figura 14 – A relação entre a diferença de potencial entre os terminais do tubo e as intensidades de cada comprimento de onda produzido



Fonte: Klug, 1974.

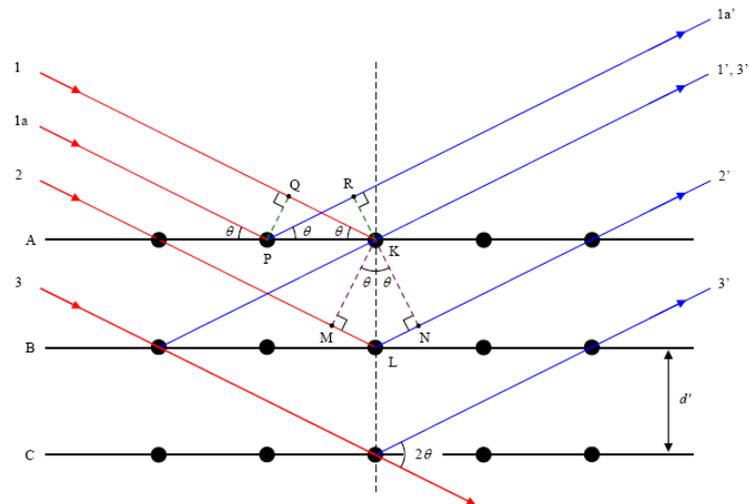
Quando um feixe de raios-X monocromáticos incide sobre um material cristalino ocorre o fenômeno da difração. Imagine inicialmente que a incidência ocorra em um único átomo isolado. Os elétrons deste átomo ficarão excitados e vibrarão com a mesma frequência do feixe incidente. Estes elétrons vibrando emitirão raios-X em todas as direções com a mesma frequência do feixe incidente. O átomo pode ser visto como uma fonte de emissão esférica de radiação – princípio de Huyghens (BLEICHER, *et. al.*, 2000).

Ao se incidir um feixe de raios-X sobre um cristal, onde os átomos estão regularmente espaçados (periodicidade do arranjo cristalino), cada átomo será uma fonte de emissão esférica de radiação. Nestas condições poderá haver interferências construtivas ou destrutivas entre as ondas eletromagnéticas se estiverem em fase entre si ou defasadas, respectivamente. O comprimento de onda da radiação incidente deve ser da mesma ordem de grandeza do tamanho da partícula a ser analisada (BLEICHER *op. cit.*).

5.1.1 Lei de Bragg

Os planos cristalinos formados por átomos são ordenados conforme mostra a figura 15.

Figura 15 – Esquema da difração de Bragg

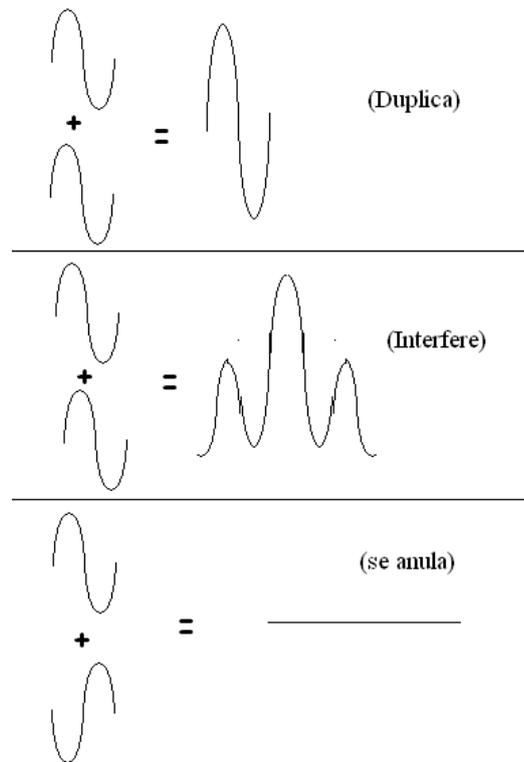


Fonte: Nuffield, 1966.

A lei de Bragg estabelece as condições necessárias para que as interferências construtivas aconteçam dadas por: $n\lambda = d \sin \theta$, onde, $n = 1, 2, 3, \dots$ λ é comprimento de onda do raios-X em Angstrom (\AA), d é distância interplanar, θ é o ângulo de incidência ou reflexão do feixe incidente.

Conforme a figura 16, a superposição de duas ondas de uma forma geral pode se dobrar a intensidade, se interferir e anular completamente. Esta situação é que define o espectro dos Raios-X da análise de uma estrutura cristalina (NUFFIELD, 1966).

Figura 16 – Superposição construtiva e destrutiva de ondas

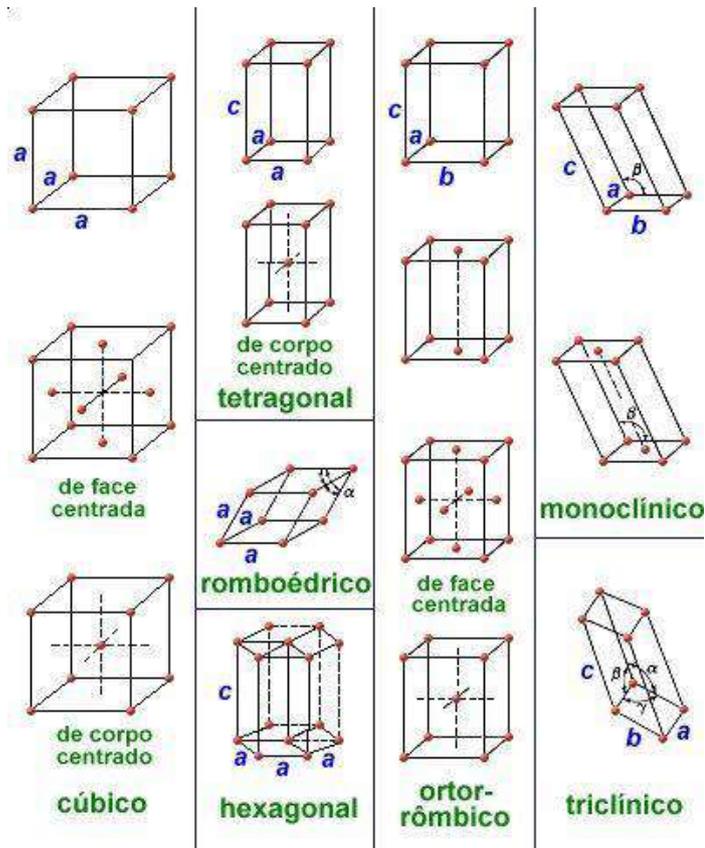


Fonte: Nuffield, 1966.

5.1.2 Rede de Bravais

Em homenagem a Auguste Bravais, que demonstrou a sua existência em 1848, é a denominação dada às configurações básicas que resultam da combinação dos sistemas de cristalização com a disposição das partículas em cada uma das células unitárias de uma estrutura cristalina, sendo estas células entendidas como os paralelepípedos que constituem a menor subdivisão de uma rede cristalina que conserva as características gerais de todo o retículo, permitindo assim, que por simples replicação da mesma se possa reconstruir o sólido cristalino completo. Além da sua utilização em cristalografia, as redes de Bravais constituem uma importante ferramenta de análise tridimensional em geometria euclidiana (SANTOS, 1989).

Figura 17 – As 14 Redes de Bravais



Fonte: Santos, 1989.

Existem apenas 14 redes periódicas que formam a estrutura cristalina dos materiais. Entre elas está a estrutura cúbica simples, CS , a estrutura cúbica de corpo centrado CCC e a estrutura cúbica de face centrada cfC conforme mostra a Figura 17 acima.

5.2 GPR

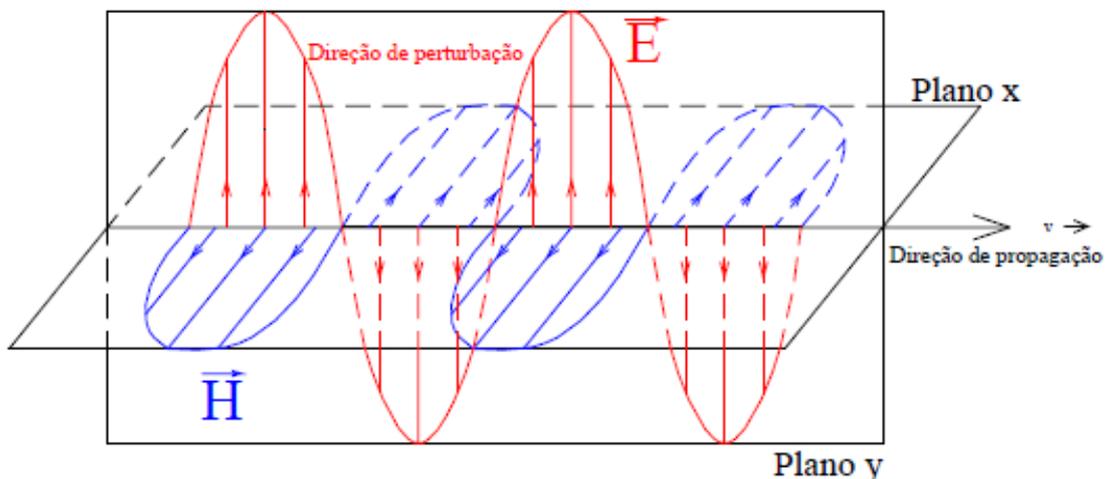
O GPR é um método eletromagnético baseado na propagação de ondas eletromagnéticas (EM) de alta frequência em um meio, isto é, baseia-se na emissão, reflexão e recepção da onda, que responde às mudanças das propriedades EM do meio. O método promove um bom imageamento do subsolo, ao ser capaz de caracterizar, localizar e mapear estruturas e feições geológicas de forma eficiente.

A propagação da onda eletromagnética através dos meios é fundamentada nas 04 equações de Maxwell, as quais correspondem, respectivamente, às Leis de Gauss (uma

referente à eletrostática e, a outra, à magnetostática), à Lei de Faraday e à Lei de Ampère (modificada por Maxwell), e nas 03 relações constitutivas do meio, que relacionam as propriedades eletromagnéticas deste ao campo elétrico ou magnético externo aplicado (WARD e HOHMANN, 1987).

A figura 18 ilustra a propagação de uma onda eletromagnética, apresentando seus componentes: o campo elétrico (\vec{E}) e o magnético (\vec{H}), ambos oscilando ortogonalmente entre si e em relação à direção de propagação da onda.

Figura 18 – Propagação de uma onda eletromagnética



Fonte: Reynolds, 1997.

As equações de Maxwell e as relações constitutivas formam um sistema fechado, o qual deve ser resolvido de forma simultânea, a fim de se obter informações tais como a velocidade de propagação da onda eletromagnética através do meio e a atenuação do pulso emitido ao longo de sua propagação no meio.

As equações de Maxwell, apresentadas na forma diferencial (figura 19), são de acordo com Ward e Hohmann (1987):

Figura 19 – Equações de Maxwell

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \vec{D} &= \rho && \text{(Lei de Gauss para a eletrostática)} \\ \nabla \cdot \vec{B} &= 0 && \text{(Lei de Gauss para a magnetostática)} \\ \nabla \times \vec{E} &= -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} && \text{(Lei da Indução de Faraday)} \\ \nabla \times \vec{H} &= \vec{J}_c + \vec{J}_D && \text{(Lei de Ampère, modificada por Maxwell)} \end{aligned}$$

onde:

- \vec{D} é o deslocamento elétrico, expresso, no S.I., em Coulomb por metro quadrado (C/m^2);
- ρ é a densidade de carga livre (C/m^3);
- \vec{B} é o campo de indução magnética, expresso, no S.I., em Tesla (T) = Weber por metro quadrado (Wb/m^2) = Vs/m^2 ;
- \vec{E} é o campo elétrico aplicado, expresso, no S.I., em Volts por metro (V/m) = Newtons por Coulomb (N/C);
- \vec{H} é a intensidade do campo magnético, expressa, no S.I., em Ampère por metro (A/m);
- \vec{J}_c é a densidade da corrente de condução, expressa, no S.I., em Ampère por metro quadrado (A/m^2);
- \vec{J}_D é a densidade da corrente de deslocamento (ou de propagação), expressa, no S.I., em Ampère por metro quadrado (A/m^2);
- $\nabla \cdot$ é o divergente do campo vetorial;
- $\nabla \times$ é o rotacional do campo vetorial.

Fonte: Ward e Hohmann, 1987.

O GPR destaca-se dos demais métodos de investigação geológicos e geofísicos por apresentar uma elevada resolução (de alguns metros a dezenas de metros), fornecer aquisição de um grande volume de dados em um curto período de tempo e ser não invasivo e não destrutivo (KNIGHT, 2001).

Esse método possui um conjunto de características peculiares que dizem respeito à aquisição dos dados, tais como as técnicas básicas de levantamento, os componentes do sistema, as frequências das antenas, os modos de funcionamento, os arranjos das antenas, as escalas de medidas e a dimensão dos dados.

A forma mais comum de aquisição de dados ocorre a partir do deslocamento de um sistema de GPR ao longo de um perfil traçado puxado pela mão ou com auxílio de um veículo. As medidas de GPR são realizadas por um sistema composto basicamente de seis módulos: duas antenas, Transmissora (Tx) e Receptora (Rx); unidades eletrônicas da antena receptora e da antena transmissora; unidade de controle central (gerador do sinal) e um *datalogger*, responsável pelo registro e armazenamento dos dados (DAVIS e ANNAN, 1989).

As medições são efetuadas ao longo, ou em pontos, da superfície de acordo com o perfil, o qual deve assumir orientação perpendicular em relação à estrutura em subsuperfície (DANIELS, 2000).

Durante a aquisição de dados, a antena Tx utilizada emite ondas EM que podem variar no intervalo de 10 MHz a 2,5 GHz. A determinação da frequência da antena transmissora é um fator muito importante, uma vez que, depende do objetivo do levantamento. Cada frequência corresponde a uma antena dependendo do fabricante do aparelho e de um modo geral elas podem assumir valores de 50, 100, 200, 400 MHz até 2,5 GHz. Além disso, cada frequência corresponde aproximadamente a uma profundidade de investigação, que por sua vez, depende do meio geológico (tabela 1).

Tabela 1 – Estimativa da Profundidade Máxima de Penetração em função da Frequência Central das Antenas.

Frequência (MHz)	Profundidade Máxima de Penetração (m)
1000	1
400	2
200	4
100	25
50	30
25	40
10	50

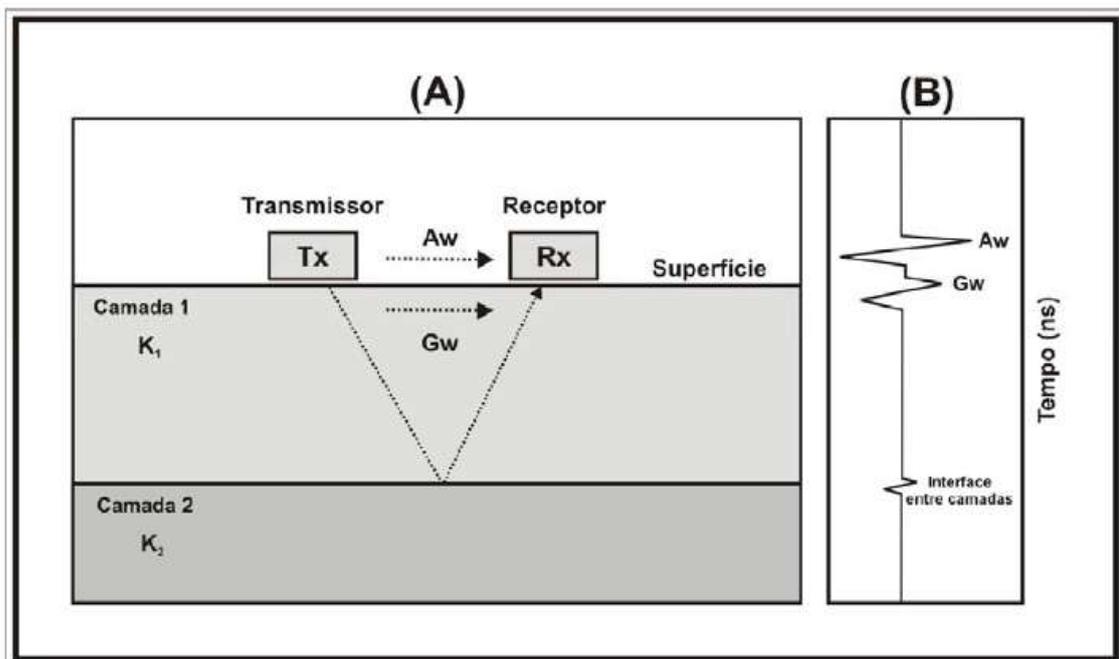
Fonte: A autora, 2014. Adaptado de Porsani, 1999.

Quanto às configurações geométricas das antenas, existem dois modos de funcionamento (ou operação) no sistema GPR. O primeiro modo denomina-se sistema Monoestático (*fixed mode*), em que uma mesma antena é utilizada para transmissão e recepção do sinal, enquanto o segundo modo opera no modo Biestático (*moved mode*), caracterizado pelo arranjo composto de um par de antenas (Tx e Rx) separadas ou dentro de uma mesma unidade (figura 20). O primeiro modo destaca-se na aquisição de dados por

permitir maior flexibilidade nas operações, tornando o processo mais ágil (DANIELS, *op.cit.*).

Um fator importante que deve ser considerado durante a aquisição dos dados é o espaçamento entre as antenas, Tx e Rx. O espaçamento, aliado a frequência e as propriedades do meio, determina a profundidade de investigação do método GPR. O espaçamento varia de acordo com o tipo de arranjo das estações para aquisição de dados. De um modo geral o valor estimado para o espaçamento entre as antenas deve ser cerca de 20% da profundidade do alvo (DAVIS e ANNAN, *op.cit.*).

Figura 20 – (A) Princípio de funcionamento do método GPR considerando um ambiente composto por duas camadas. (B) Traço contendo os registros dos tempos de chegada da onda direta pelo ar (A_w), onda direta pela terra (G_w) e da onda refletida na interface formada pelas camadas 1 e 2.



Fonte: A autora, 2014, adaptado de Oliveira (2001).

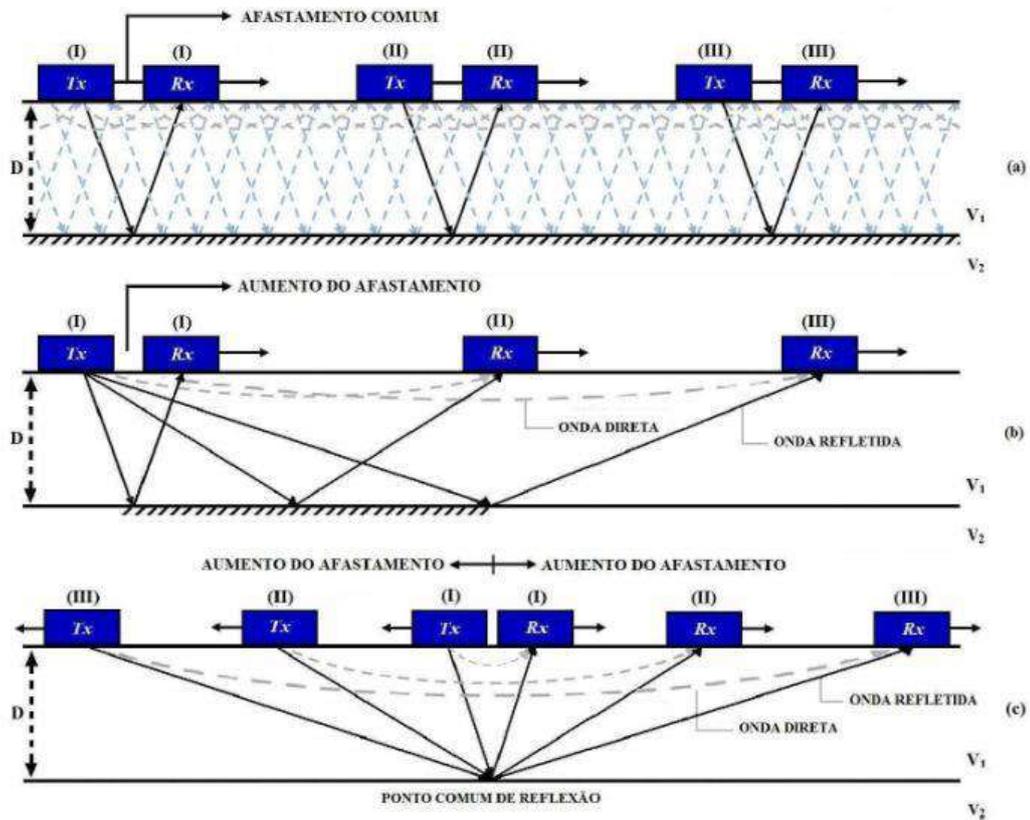
O arranjo das estações é estabelecido pelo modelo do sistema (monoestático ou biestático), o qual é proposto de acordo com o objetivo do levantamento. Desse modo, existem três técnicas mais comuns de aquisições com o GPR (REYNOLDS, 1997). São elas:

a) **Perfis de Reflexão com Afastamento Constante ou *Common Offset*:**

nesta técnica o afastamento entre uma ou mais antenas permanece constante durante a aquisição de dados (figura 21). Os dados obtidos nesta geometria são registrados em intervalos de distância ou tempo contínuos. Os perfis representam em seu eixo horizontal as posições das antenas e em seu eixo vertical o tempo duplo dos refletores;

- b) **Sondagens de Velocidade:** nesta técnica ocorre o registro de um ponto ou área, de forma a “iluminar” a região com diferentes espaçamentos entre Tx e Rx. A estimativa da velocidade do sinal do GPR, a partir do espaçamento das antenas pode ocorrer de duas maneiras: *Common Mid Point (CMP)* ou *Wide Angle Reflection and Refraction (WARR)*. Na geometria WARR, uma antena permanece fixa, enquanto a outra é afastada gradativamente da primeira, como resultado obtemos um gráfico da distância (eixo horizontal) versus tempo (eixo vertical) (figura 21). Já no CMP o espaçamento das antenas aumenta com o deslocamento das mesmas em sentidos opostos, simetricamente, a partir de um ponto central (figura 21);
- c) **Técnica de Trans-iluminação ou Tomografia:** esta técnica é mais utilizada no interior de poços e divide-se em quatro tipos de aquisição de dados, as quais: *common offset*, em que a aquisição assemelha-se a técnica da reflexão, com as antenas se deslocando no interior do poço e diferindo em relação ao fato da antena registrar a seção radial do poço; **direta**, na qual as antenas Tx e Rx são dispostas em lados opostos do poço, deslocando-se através de uma distância conhecida e gerando como resultado uma seção de tempo de trânsito direto, ao invés do tempo duplo; *vertical radar profiling (VRP)*, em que antena Tx permanece posicionada na superfície, enquanto a Rx desloca-se ao longo do poço e finalmente a técnica **variável**, na qual ambas as antenas encontram-se no interior do poço, uma permanece imóvel (Tx), enquanto a outra percorre a área investigada (Rx).

Figura 21 – Técnicas de aquisições com GPR: (a) Common Offset, (b) Sondagens de Velocidade, (c) Trans-iluminação.



Fonte: A autora, 2014, adaptado de Reynolds (1997).

Independente do tipo de técnica de aquisição com o GPR, quando utilizado na caracterização do subsolo, deve-se levar em consideração a escala de medição. Esta representa o modo como os dados são registrados em relação a janela de tempo. A janela de tempo é um fator importante no levantamento, pois as informações obtidas de acordo com uma escala específica possuem validade apenas para a mesma. Devendo esta ser pré-determinada e fixada ao longo de todo o levantamento (KNIGHT, 2001).

Outro fator importante que deve ser enfatizado é a resolução do GPR, tanto vertical como horizontal. A capacidade de resolução é primariamente dominada pelo comprimento de onda λ , sendo o limite de $\frac{1}{4} \lambda$ a menor distância perceptível. De um modo geral, a resolução define o menor elemento que pode ser identificado. No caso da resolução vertical isso se aplica à capacidade de discriminar dois eventos distintos em profundidade (tabela 2). Já a resolução horizontal pode expressar tanto a capacidade de identificar a continuidade lateral de um ou mais eventos, quanto à diferenciação destes ao longo das imagens do GPR (KNIGHT, 2001; DAVIS; ANNAN, 1989).

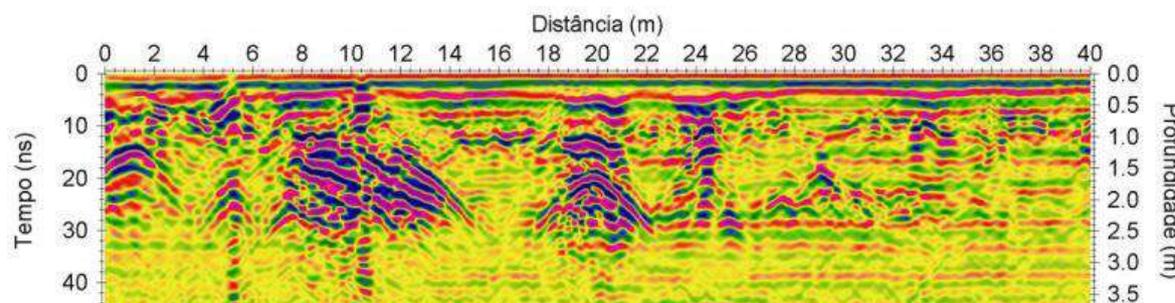
Tabela 2 – Resolução Vertical Teórica em função da Frequência Central das Antenas.

Frequência Central (MHz)	Resolução Vertical Teórica (m)
200	0,125 - 0,25
100	0,25 - 0,5
50	0,5 - 1
25	1 - 2

Fonte: A autora, 2014. Adaptado de Porsani, 1999.

A imagem produzida pelo GPR ao longo dos perfis denomina-se radargrama (figura 22), que consiste em uma compilação ou interação dos dados registrados nas estações de medidas, em nanosegundos (ns) (KNIGHT, *op.cit.*). Os dados são registrados na forma de traços, os quais representam a base das medições de GPR no domínio do tempo, pois consistem no registro do tempo de trânsito de um pulso de energia eletromagnética durante sua transmissão e propagação no meio e posterior captação. O traço pode ser utilizado para determinar a profundidade de alvos em subsuperfície, a partir dos valores do tempo de trânsito e do conhecimento da velocidade da onda no meio de propagação.

Figura 22 - Exemplo de radargrama.



Fonte: Souza, 2008.

O traço será constituído de dois pulsos, os quais serão registrados pela antena Rx. O primeiro pulso registrado denomina-se onda direta, o qual se propaga diretamente através do ar, representando a entrada (*input*). Já o segundo pulso é aquele que interage com o meio, sendo refletido quando houver contraste entre as propriedades elétricas e a impedância/admitância nos meios adjacentes, dispersando-se em direção a superfície, consistindo na saída ou resposta (DANIELS, 2000).

5.2.1 Princípios físicos

O método GPR utiliza os campos eletromagnéticos que penetram no solo, para imagear estruturas em subsuperfície. O campo eletromagnético gerado varia no tempo, consistindo no acoplamento entre os campos elétrico (E) e magnético (H). O modo de propagação destes campos no meio e a forma em que são atenuados depende da interação da onda eletromagnética com os materiais do meio. Além disso, a variação das propriedades elétricas irá originar as respostas geradas pela reflexão na subsuperfície.

Na maioria dos ambientes geológicos, as respostas do GPR são controladas pela variação das propriedades elétricas. Embora as variações magnéticas sejam fracas, materiais com fortes propriedades deste tipo podem dar respostas apreciáveis (CEIA, 2002).

Os materiais geológicos (rochas sedimentares, ígneas e metamórficas) podem ser considerados semicondutores ou dielétricos, podendo ser caracterizados por três propriedades elétricas: a) condutividade elétrica b) permissividade dielétrica e c) permeabilidade magnética (OLHOEFT,1981).

Condutividade elétrica

Matematicamente a densidade de corrente de condução e o campo elétrico estão relacionados pela Lei de Ohm:

$$\vec{J} = \sigma \cdot \vec{E} \quad (1)$$

onde:

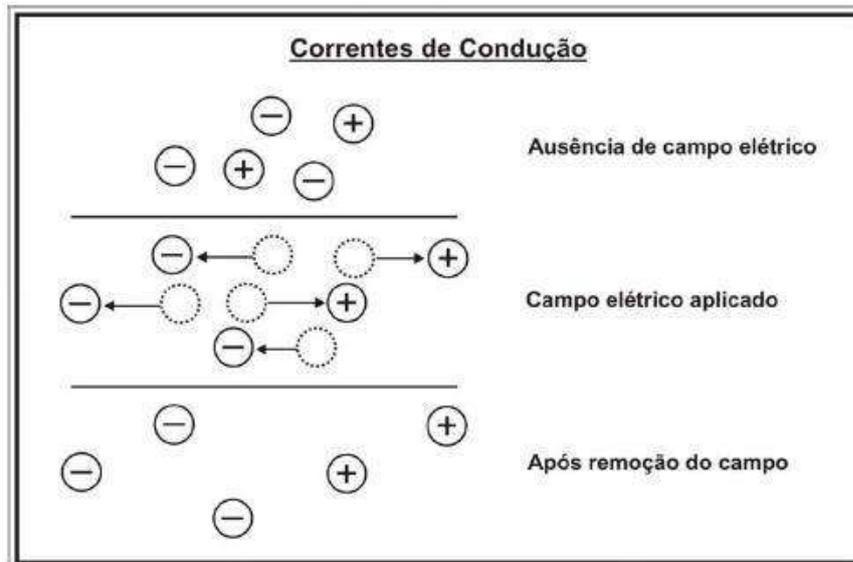
σ = condutividade elétrica (S/m);

J = Densidade de Corrente de condução (A/mJv²)

Nos materiais geológicos simples, essa relação é aproximadamente linear e a constante de proporcionalidade é a condutividade elétrica (σ). A condutividade elétrica de um material é uma medida de sua habilidade em conduzir corrente elétrica (KELLER, 1987). Entretanto, pode-se ter uma não-linearidade e uma dependência da condutividade com a frequência em alguns materiais (CEIA, 2002). O principal mecanismo de correntes de condução, nas aplicações geológicas, é através da movimentação de íons através de soluções aquosas.

Quando um campo elétrico é aplicado num material terrestre, as cargas elétricas livres se movem até atingirem instantaneamente uma velocidade final, constante, induzida pelo campo elétrico. Quando o campo elétrico é removido, as cargas elétricas param de se mover (ANNAN, 2000). Este fenômeno é ilustrado na figura 23.

Figura 23 – Ilustração conceitual da movimentação de cargas associadas com as correntes de condução



Fonte: A autora, 2014. Adaptado de Annan, 2000.

A corrente de condução possui caráter dissipativo, ou seja, a energia associada à produção da corrente elétrica é convertida em calor que é transferido para o meio.

Permissividade dielétrica

Para materiais simples a densidade do momento dipolar é diretamente proporcional ao campo elétrico aplicado e a constante de proporcionalidade referida é a chamada permissividade elétrica do material.

$$\vec{D} = \epsilon \cdot \vec{E} \quad (2)$$

Que se relaciona com as correntes de deslocamento (J_D) da seguinte forma:

$$\vec{J}_D = \frac{d\vec{D}}{dt} \therefore \vec{J}_d = \epsilon \frac{d\vec{E}}{dt} \quad (3)$$

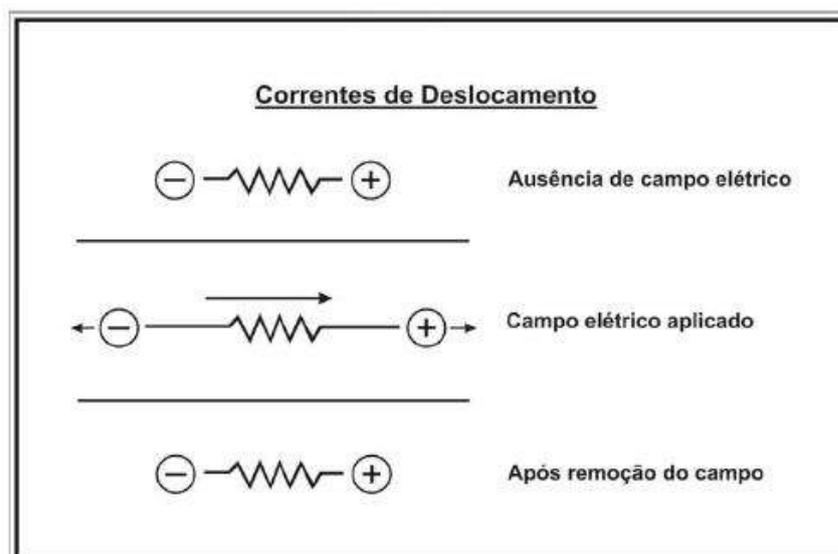
Onde ε é a permissividade elétrica, definida pela fórmula abaixo, sendo K a constante dielétrica do meio e ε_0 a permissividade elétrica no vácuo.

$$\varepsilon = K \varepsilon_0 \quad (4)$$

Ao contrário da corrente de condução, a corrente de deslocamento não envolve perda, mas armazenamento de energia. No momento em que um dielétrico é submetido a um campo elétrico ocorre um fenômeno conhecido por polarização, ou seja, as cargas elétricas saem da posição original e assumem rapidamente uma nova configuração estável. Esta mudança, de uma posição de equilíbrio para outra, é responsável pelo aumento de energia armazenada pelo material. Retirando-se o campo, as cargas voltam a posição original e a energia acumulada é liberada (OLIVEIRA, 2001).

Esse tipo de comportamento é típico do que acontece num capacitor em um circuito elétrico (ANNAN, 1992). A figura 24 descreve este fenômeno. Tanto a condutividade elétrica quanto a permissividade dielétrica são importantes, porque afetam diretamente a atenuação e a propagação das ondas de radar (ANNAN, 1996).

Figura 24 – Ilustração conceitual da movimentação de cargas associadas com as correntes de deslocamento



Fonte: A autora, 2014. Adaptado de Annan, 2000.

Permeabilidade Magnética

A terceira relação constitutiva do meio, relaciona diretamente o campo magnético (H) com o campo indução magnética (B), e a constante de proporcionalidade é a permeabilidade magnética do material (μ).

Para a propagação de ondas EM nas frequências do radar, supõe-se que a permeabilidade magnética da maioria dos materiais geológicos é essencialmente independente da frequência, e não varia significativamente em relação à permeabilidade magnética do espaço livre (KELLER, 1987). Assim, o efeito da variação na permeabilidade não tem sido considerado quando são feitas medidas eletromagnéticas na terra. Entretanto, os efeitos de uma forte permeabilidade magnética podem não ser totalmente ignorados nas seções GPR (ANNAN, 1992; PORSANI, 1999).

$$\vec{B} = \mu \cdot \vec{H} \quad (5)$$

Fluxo Total de Corrente

O fluxo total é uma mistura de correntes de condução e correntes de deslocamento. Matematicamente as correntes de deslocamento estão defasadas de 90° em relação às correntes de condução. A corrente elétrica que flui nos meios geológicos é caracterizada por apresentar simultaneamente, e no mesmo local, os dois mecanismos de condução. Isto significa que o fluxo total de corrente está associado a dois termos:

$$\vec{j} = \vec{j}_c + \vec{j}_d \quad (6)$$

$$\vec{j} = \sigma \cdot \vec{E} + \varepsilon \cdot \frac{d\vec{E}}{dt} \quad (7)$$

Considerando um campo elétrico com variação senoidal no tempo, a equação acima pode ser escrita conforme a fórmula abaixo, onde $\omega=2\pi f$ é a frequência angular e j a unidade imaginária, $(-1)^{1/2}$. Nesta aproximação a corrente de condução independe da frequência, ao passo que a corrente de deslocamento está diretamente associada a variações na frequência

angular do campo. É justamente a relação entre estas grandezas que determina qual dos dois mecanismos predomina e se os materiais que compõe o meio estão ou não dentro da janela de GPR (OLIVEIRA,2001).

$$\vec{j} = (\sigma + j\omega\varepsilon)\vec{E} \quad (8)$$

A frequência de transição, associada ao limite entre o fenômeno da difusão e da propagação, pode ser determinada através da tangente do ângulo de perda, dado por:

$$\tan\delta = \frac{\sigma}{\omega\varepsilon} \quad (9)$$

Quando $\tan \delta = 1$, os fenômenos difusivos e de propagação são exatamente iguais. No momento em que $\tan\delta$ assume valores diferentes de 1, um dos fenômenos passa a dominar sobre o outro. Deste modo, em meios materiais ricos em substâncias condutivas, os efeitos da corrente de deslocamento podem ser desprezados se comparados com àqueles causados pela corrente de condução ($\tan \delta \gg 1$). Nos meios com baixa condutividade, os efeitos dielétricos dominam, havendo propagação da onda ($\tan \delta \ll 1$). O GPR trabalha de forma mais eficiente em ambientes nos quais a tangente do ângulo de perda é muito pequena ($\tan \delta \ll 1$); daí a não adequação do seu uso em alguns casos, em regiões de clima tropical devido à relativamente alta condutividade do solo (OLIVEIRA, 2001).

Propagação de ondas eletromagnéticas

As equações de Maxwell fundamentam a teoria eletromagnética. As relações constitutivas relacionam o campo elétrico externo aplicado ao campo interno pelas propriedades elétricas e magnéticas dos materiais (STRATTON, 1941).

No método GPR utiliza-se um dipolo elétrico horizontal como fonte do campo de ondas eletromagnéticas. As frentes de onda básicas para uma fonte dipolar sobre a superfície da Terra são ondas esféricas. Qualquer onda esférica pode ser descrita por uma superposição de ondas planas (STRATTON, 1941; ANNAN, 1973).

A partir das equações de Maxwell podemos descrever a propagação de uma onda EM, conforme mostrado a seguir:

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{j} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (10)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = - \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (11)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0 \quad (12)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{D} = \rho_v \quad (13)$$

Substituindo-se as relações constitutivas nas equações de Maxwell obtém-se:

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \sigma \vec{E} + \frac{\partial(\epsilon \vec{E})}{\partial t} \quad (14)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = - \frac{\partial(\mu \vec{H})}{\partial t} \quad (15)$$

Supondo que os campos E e H variam harmonicamente com o tempo na forma $e^{i\omega t}$, e que $\partial/\partial t = i\omega$, onde $\omega = 2\pi f$, obtém-se:

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = (\sigma + i\omega\epsilon) \vec{E} \quad (16)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -i\omega\mu \vec{H} \quad (17)$$

Reconhecendo que num meio homogêneo $\nabla E = 0$, obtém-se a equação da onda plana para o campo elétrico:

$$[\bar{V}^2 - i\omega\mu(\sigma + i\omega\varepsilon)]\vec{E} = 0 \quad (18)$$

Importantes propriedades físicas das rochas encontram-se num termo da equação acima, conhecido como número de onda (k^2), dado por:

$$K^2 = \omega^2 \mu\varepsilon - i\omega\mu\sigma \quad (19)$$

Analisando o termo acima temos:

Quando ($0 \rightarrow \omega$) não há dependência de ε em $2k\varepsilon$, prevalecendo as correntes de condução, então:

$$K^2 \approx -i\omega\mu\sigma \quad (20)$$

Quando ($\infty \rightarrow \omega$) não há dependência de σ em $2k\sigma$, prevalecendo as correntes de deslocamento, então:

$$K^2 \approx \omega^2 \mu\varepsilon \quad (21)$$

Na prática, não é possível desprezar os efeitos da condução. Para incluir esses efeitos deve-se definir tanto a permissividade dielétrica quanto a condutividade elétrica como complexas.

$$\varepsilon^* = \varepsilon' - i\varepsilon'' \quad (22)$$

$$\sigma^* = \sigma' - i\sigma'' \quad (23)$$

A solução geral para uma onda plana, com o campo elétrico nulo nas direções Y e Z, é dada por:

$$E_x(z, t) = E_0^+ e^{-kz+i\omega t} + E_0^- e^{kz+i\omega t} \quad (24)$$

onde:

E_x é o campo elétrico na direção x;

E_0 é o campo elétrico na superfície;

E_0^+ é o campo elétrico propagando-se para baixo no sentido (Z+);

E_0^- é o campo elétrico propagando-se para cima no sentido (Z-);

K é o número de onda ($\beta \alpha i k + =$).

Onde α corresponde à constante de atenuação:

$$\alpha = \omega \sqrt{\frac{\mu \epsilon}{2} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega \epsilon}\right)^2} - 1 \right)} \quad (25)$$

Onde β corresponde à constante de propagação:

$$\beta = \omega \sqrt{\frac{\mu \epsilon}{2} \left(1 + \sqrt{\left(\frac{\sigma}{\omega \epsilon}\right)^2 + 1} \right)} \quad (26)$$

As duas equações são expressas originalmente em (STRATTON, 1941). Para as frequências de radar (PORSANI, 2001), α e β podem ser expandidos em séries de potência, reduzindo-se para:

$$\alpha = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}} \quad (27)$$

$$\beta = \omega \sqrt{\mu\epsilon} \quad (28)$$

$$v = \frac{c}{\sqrt{K}} \quad (29)$$

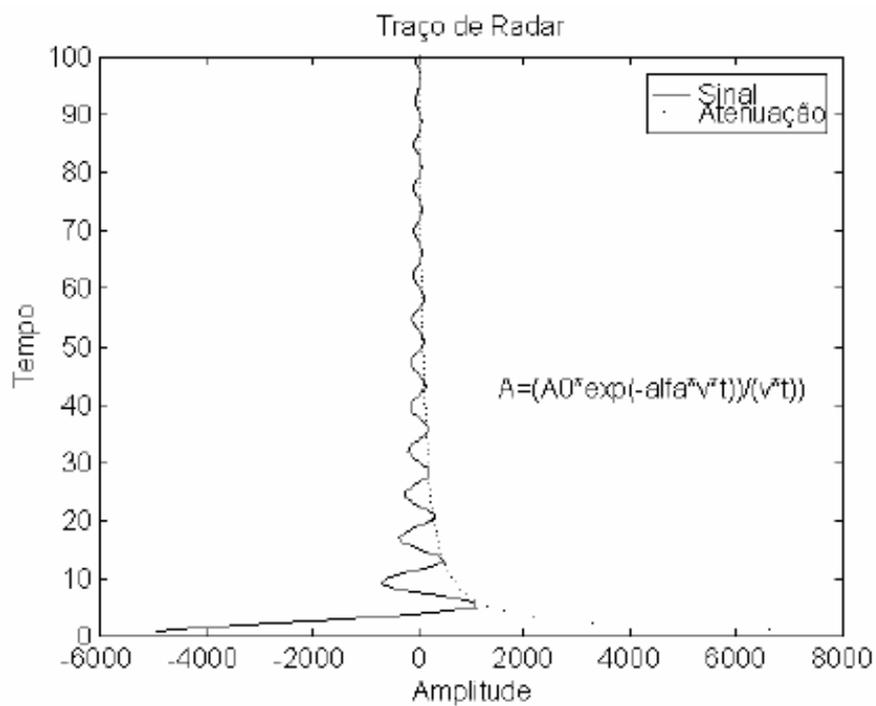
onde:

$$c = 3 \times 10^8 \text{ m/s} \quad (30)$$

K = constante dielétrica.

Essa constante de atenuação também pode ser determinada através do ajuste do decaimento exponencial da curva da amplitude do sinal (ou traço) de radar em função do tempo, conforme ilustrado na figura 25 (CEIA, 2002).

Figura 25 – Decaimento da amplitude do sinal de radar em função do tempo.



Fonte: Ceia, 2002.

Coeficiente de Reflexão

Os mecanismos que geram as reflexões das ondas eletromagnéticas em subsuperfície são de grande importância para o GPR. Estas reflexões são geradas por variações na impedância elétrica do solo (ANNAN, 2000).

A relação entre a amplitude da onda refletida e a amplitude da onda incidente perpendicular à interface é dada pelo coeficiente de reflexão. Este coeficiente relaciona as propriedades físicas do meio.

O módulo do tensor impedância (Z_{xy}) relaciona os campos elétrico e magnético, nas direções x e y:

$$Z_{xy} = \left| \frac{E_x(z,t)}{H_y(z,t)} \right| \quad (31)$$

O campo elétrico na superfície pode ser escrito como:

$$E_x(z,t) = E_0 e^{-\alpha z} e^{i(\omega t - \beta z)} \quad (32)$$

$$H_y(z,t) = -\frac{1}{i\omega\mu} \frac{\partial E_x(z,t)}{\partial z} = \frac{K}{i\omega\mu} E_x(z,t) \quad (33)$$

Substituindo as equações acima na superfície ($z=0$) e em $t=0$, o tensor impedância fica:

$$Z_{xy} = \sqrt{\frac{i\omega\mu}{\sigma + i\omega\varepsilon}} \quad (34)$$

Em estudos de GPR, supõe-se que as ondas eletromagnéticas se propagam com incidência normal. O coeficiente de reflexão GPR é expresso por:

$$R_{GPR} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{\sqrt{\sigma_1 + i\omega\varepsilon_1} - \sqrt{\sigma_2 + i\omega\varepsilon_2}}{\sqrt{\sigma_1 + i\omega\varepsilon_1} + \sqrt{\sigma_2 + i\omega\varepsilon_2}} \quad (35)$$

Quando a frequência de operação é elevada (GPR: $\infty \rightarrow \omega$) pode-se negligenciar as correntes de condução. Assim a equação acima se reduz a:

$$R_{GPR} = \frac{\sqrt{K_1} - \sqrt{K_2}}{\sqrt{K_1} + \sqrt{K_2}} \quad (36)$$

Profundidade de Investigação

Esse parâmetro relaciona a profundidade estimada do alvo (p) com a constante dielétrica do meio encaixante de modo a garantir o espalhamento de energia eletromagnética suficiente para sua detecção. Esta relação é expressa pela equação abaixo na qual p , é dado em metros e FD em MHz.

$$FD < \frac{1200 \sqrt{K_1 - 1}}{p} \quad (37)$$

Cabe observar que em um levantamento GPR bem planejado, os 03 fatores envolvidos na determinação da frequência central de trabalho (F_{lev}), devem estar assim relacionados (OLIVEIRA JR., 2001):

$$F^R < F_{lev} < \min(F^D, F^C) \quad (38)$$

Com base nos experimentos práticos dos fabricantes de equipamentos de GPR, como MALA Geosystems, a tabela 3 pode ser utilizada como guia prático para trabalhos de campo onde pouca ou nenhuma informação geológica a priori é conhecida.

Tabela 3 – Guia Prático da profundidade de investigação versus frequência central fornecido pela MALA Geosystems.

Frequência Central (MHz)	Profundidade de investigação no solo (m)	Profundidade de investigação na rocha (m)
25	25	40
50	20	30
100	12	20
200	8	15
500	3,5	5
1000	1,5	3

Fonte: MALA Geosystems, 2007.

5.3 Magnetometria Terrestre

5.3.1 Origem do Campo Magnético Terrestre

A teoria mais antiga da origem do campo magnético está relacionada com as observações de Gilbert (1600) de que a Terra é um globo magnético uniforme. Porém, esta hipótese não explicaria a reversão do campo magnético e a temperatura *Curie*, cujos minerais perdem suas propriedades magnéticas.

Os autores Vine e Matthews (1963) elaboraram um modelo de espalhamento do assoalho oceânico através de observações de intermitentes campos magnéticos reversos. Entretanto, essas reversões não poderiam surgir apenas nas camadas mais superficiais da composição da crosta oceânica (sedimentos) e, sim de composição basáltica por conter altas proporções de minerais magnéticos (KEAREY e VINE 1990).

O conceito de reversão magnética estaria diretamente ligado ao surgimento da litosfera oceânica. Em decorrência da reversão, há uma redução no campo magnético em 10% do valor de intensidade do campo normal, correspondendo a um intervalo de tempo de 2000 a 3000 anos.

O magnetismo de rochas tem diversas outras aplicações como o mapeamento de subsuperfície através de prospecção magnética, com interpretações sobre profundidade, tamanho, mineralogia magnética, concentração de material magnético e inferências sobre a litologia das rochas soterradas.

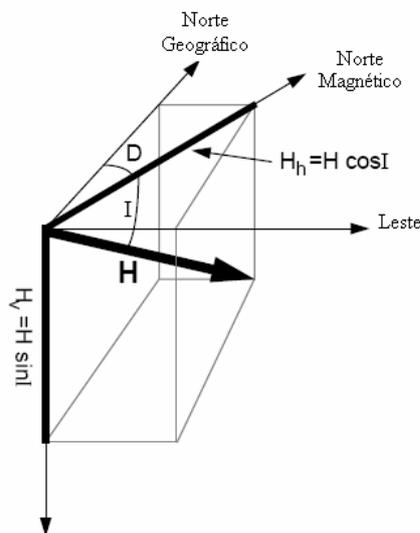
A prospecção magnética, tanto a conduzida em superfície, como a aeromagnetometria ou a magnetometria sobre a superfície do mar, é boa ferramenta inicial para a interpretação de estruturas geológicas de subsuperfície, litologias e depósitos minerais. O magnetismo ambiental, aplicação do magnetismo de rochas em franco desenvolvimento, representa também um método de baixo custo para identificação de certos poluentes ambientais. A caracterização de certos minérios como ferramenta auxiliar para estudos de concentração (viabilidade econômica) e gênese é outro campo onde as propriedades magnéticas de rochas podem ser de grande interesse.

O Campo Magnético Terrestre (CMT)

Em paleomagnetismo, as direções das componentes de um vetor representado na superfície do campo geomagnético são apresentadas em termos de ângulos como mostrado na figura 26 abaixo. A componente vertical H_v , do campo geomagnético superficial, H , que é definida negativa para baixo e dada por:

$$H_v = H \sin I \quad (39)$$

Figura 26 – Componentes do vetor da superfície do campo magnético



Fonte: Miranda, 2009.

Onde H é o módulo de \mathbf{H} e I é a *inclinação* de \mathbf{H} com a horizontal, que varia de -90° a 90° e é definido como positivo para baixo. A componente horizontal, H_h , é dada por:

$$H_h = H \cos I \quad (40)$$

E as componentes que apontam para o norte e o leste geográfico são respectivamente:

$$H_n = H \cos I \cdot \cos D \quad (41)$$

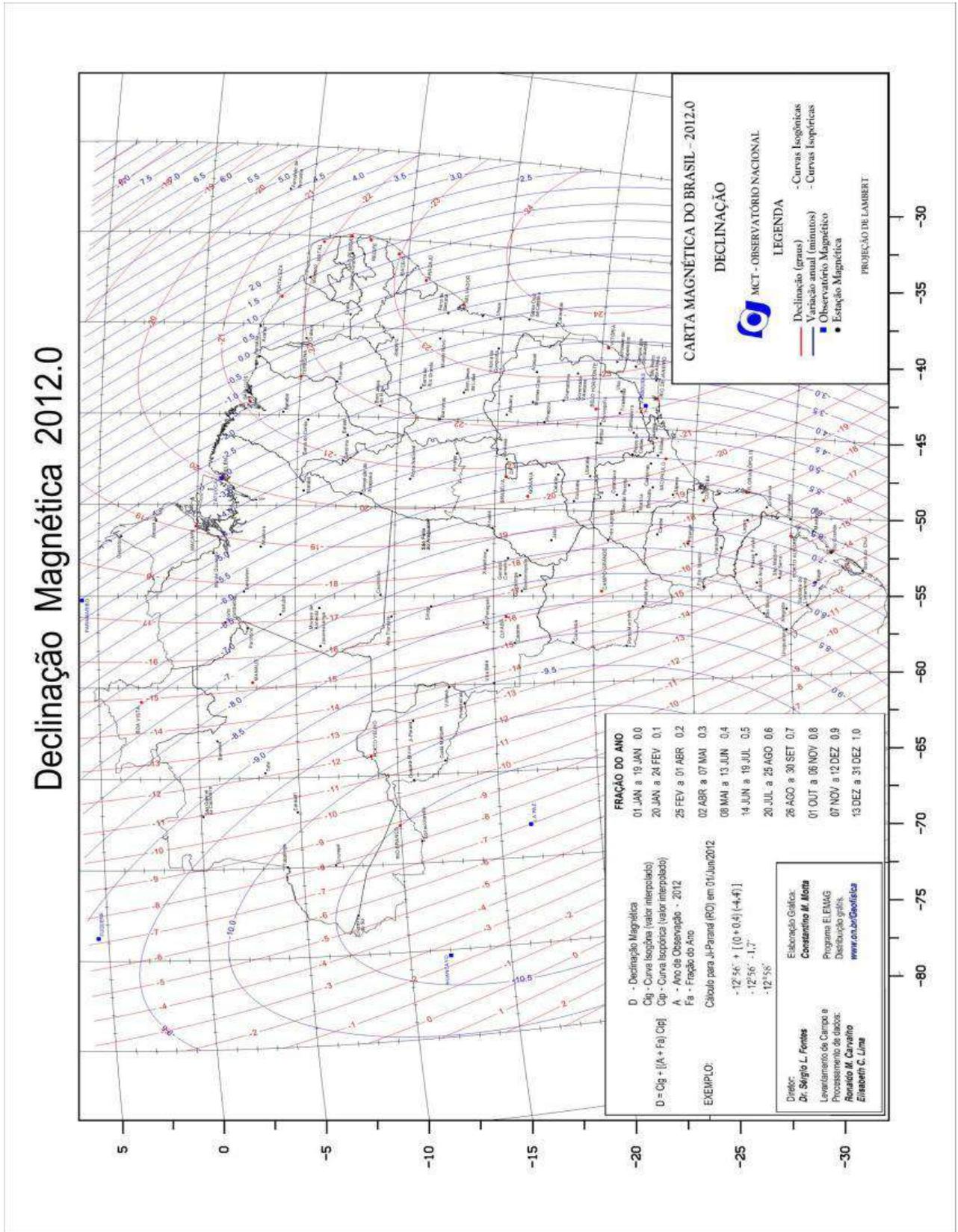
$$H_e = H \cos I \cdot \sin D \quad (42)$$

Onde D é a *declinação*, o ângulo formado entre o norte geográfico e a componente horizontal do campo, que varia de 0° a 360° , positivo no sentido horário. Uma vez determinados I e D , as direções do campo são descritas completamente. Se forem conhecidas as componentes, o módulo do vetor campo é dado por:

$$H_E = \sqrt{H_N^2 + H_E^2 + H_V^2} \quad (43)$$

A seguir observamos o mapa de declinação magnética do Brasil em 2012 (figura 27).

Figura 27 – Mapa de declinação magnética do Brasil em 2012.

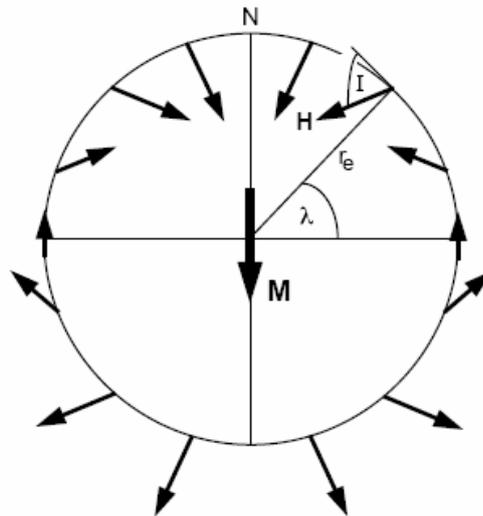


Fonte: Site ON, 2013.

O Dipolo Geocêntrico Axial (GAD = *Geocentric Axial Dipole*)

O campo magnético terrestre é predominantemente dipolar, como o de uma esfera uniformemente magnetizada, como havia sido proposto por Gilbert. A partir da expressão do potencial da esfera, que é equivalente ao potencial de um dipolo colocado em seu centro, calculam-se as componentes vertical (v) e horizontal (h) do campo magnético num ponto P, na superfície da esfera (figura 28):

Figura 28 – Figura representando as componentes vertical e horizontal em um dipolo geocêntrico



$$H_h = \frac{M \cos \gamma}{r_e^3} \quad H_v = \frac{2 M \sin \gamma}{r_e^3} \quad H = \frac{M}{r_e^3} \sqrt{1 + 3 \sin^2 \gamma}$$

$$\tan I = \left(\frac{H_v}{H_h} \right) = \left(\frac{2 \sin \gamma}{\cos \gamma} \right) = 2 \tan \gamma$$

Fonte: Miranda, 2009.

Tempestades Magnéticas

Um fenômeno de maior importância - para as aplicações geológicas do geomagnetismo - diz respeito às tempestades magnéticas. Estas são caracterizadas do ponto de vista observacional por oscilações muito intensas do CMT, que podem durar alguns dias, iniciadas por uma elevação brusca da componente X, seguida alguns minutos depois por uma descida igualmente brusca desta componente (em um nível inferior ao seu valor médio antes da tempestade). De seguida, assiste-se a uma fase de recuperação da tempestade que pode

durar alguns dias e que é acompanhada por oscilações similares de amplitude tendencialmente inferior.

A fase inicial da tempestade magnética pode ser abrupta – designada nesse caso por SSC, Sudden Storm Commencement – ou gradual. A fase de recuperação das tempestades magnéticas corresponde à modulação em amplitude do anel de corrente, que corresponde à deriva íons positivos e negativos – em sentidos contrários – ao longo de uma trajetória fechada, tal como ocorre nas cinturas de Van Allen.

As tempestades magnéticas podem ter amplitudes de alguns nT a alguns milhares de nT (em latitudes magnéticas elevadas). A geração de tempestades magnéticas prende-se com a emissão de fluxos muito estreitos de vento solar, em épocas de grande atividade solar, que colidem com a magnetosfera e excitam modos de ressonância desta. Tempestades Magnéticas elevadas ocorrem cerca de 2 a 3 vezes por ciclo solar. O caso mais conhecido de tempestade magnética foi o observado em março de 1989 no Canadá, que levou ao “disparo” de uma importante fracção da rede eléctrica deste país.

Variação Diurnal

Mesmo se não existissem perturbações no vento solar, na sua interação com o CMT, existe um efeito de maré, gerado pelo fato do eixo do dipolo geomagnético estar inclinado em relação à direção do vento solar. A variação assim provocada no CMT à superfície designa-se por variação diurnal.

Esta variação pode ser conceitualmente decomposta numa componente solar S, com um período de 24h, numa muito menor componente lunar, L, com um período próximo das 25h, e numa componente perturbadora, D. Se considerarem apenas os dias muito calmos do ponto de vista magnético, podemos obter uma descrição da variação devida apenas à variabilidade solar Sq. Tanto Sq como L têm origem em fenómenos de maré. A maré atmosférica solar é essencialmente térmica enquanto a maré lunar é essencialmente gravitacional.

Ao longo do equador magnético, e numa banda de cerca de 2° de largura, verifica-se uma amplificação de Sq de um fator de dois. Este fato traduz a existência de uma corrente, denominada eletrojato equatorial, que flui de este para oeste no hemisfério diurno. Podemos definir o campo perturbado D pela diferença, onde DF é a diferença entre o valor medido do campo total em cada instante e o valor médio mensal.

$$D = DF - Sq - L \quad (44)$$

IGRF

O modelo matemático do campo magnético mais utilizado é denominado IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) e aprovado quinquenalmente pela IAGA (*International Association for Geomagnetism and Aeronomy*). Inicialmente tal aprovação se dá de forma provisória (PGRF), posteriormente é revista (IGRF) e depois assume caráter definitivo (DGRF). A necessidade de realizar estas revisões deve-se à existência de uma importante variação secular do campo magnético (MIRANDA, 2005).

A fórmula matemática escolhida para a representação do IGRF é a de um conjunto de coeficientes de um desenvolvimento em harmônicas esféricas, semi-normalizado, de ordem e grau 12. Este modelo tem a forma seguinte:

$$V = a \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\gamma + h_n^m \sin m\gamma) P_n^m(\theta) \quad (45)$$

O campo magnético principal pode ser removido dos valores do campo magnético medido na superfície da Terra utilizando o modelo matemático do tipo IGRF. Por outro lado, o campo externo pode ser removido realizando médias temporais, em relação aos efeitos da ionosfera e os devidos à interação com o espaço exterior, sobre os dados observados. Ao valor residual que representa a influência crustal é denominado de campo magnético anômalo (MIRANDA, *op. cit.*).

O campo magnético anômalo é atribuído essencialmente a variações laterais de magnetização das rochas que contêm uma variedade de minerais com propriedades magnéticas distintas. Os minerais magnéticos podem ser resumidos a três classes, ou seja, diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos, onde cada um deles dá a sua contribuição para a susceptibilidade magnética. Se os minerais ferromagnéticos estão presentes, estes dominam as propriedades magnéticas das rochas, desde que se encontrem a uma temperatura inferior à de Curie, que marca a perda das propriedades magnéticas dos materiais, sendo constante para cada substância. Os minerais ferromagnéticos mais comuns são os óxidos de ferro, magnetita e hematita (MIRANDA, 2005).

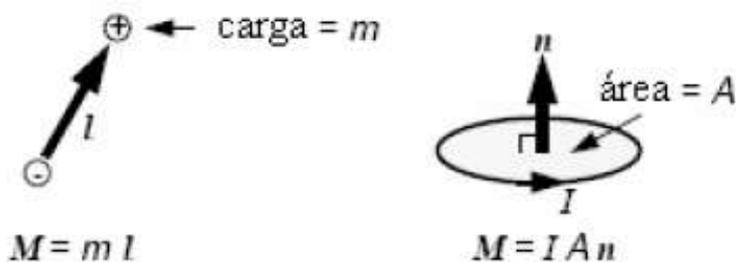
Principais propriedades magnéticas

O magnetismo tem origem atômica e deve-se a três fatores:

- Momento magnético dos núcleos: muito pequeno e, portanto, desprezível;
- Elétrons orbitantes: momentos orbitais fazem a interligação dos momentos de spin e a estrutura cristalina;
- Momento magnético de elétrons (momento de spins): explicam a maior parte das propriedades magnéticas de substâncias ferromagnéticas. O momento magnético de um elétron é $9.27 \times 10^{-24} \text{ Am}^2$ e equivale a um "magneton de Bohr" (m), onde, e = carga do elétron; $h = 2\pi h$ (h é a constante de Planck) e m_e = massa do elétron.

$$m = \pm e h/2m_e \quad (46)$$

O momento magnético M pode ser definido em termos de um par de cargas elétricas ou por uma corrente elétrica percorrendo uma espira:



(47)

A Magnetização ocorre a partir da intensidade magnética, ou magnetização, J , de um material é o valor do momento magnético por unidade de volume:

$$J = \frac{\sum_i M_i}{\text{volume}} \quad (48)$$

A suscetibilidade magnética, designa-se por k a suscetibilidade por unidade de volume (SI/cm^3) e por c a suscetibilidade por unidade de massa (SI/g). Em geral a suscetibilidade k é diretamente proporcional a magnetização:

$$J = k.H \quad (49)$$

É o principal parâmetro magnético usado na interpretação geofísica. A susceptibilidade magnética varia grandemente para um mesmo tipo de rocha e depende principalmente do tamanho de grão, da mineralogia magnética e da temperatura. A susceptibilidade magnética das rochas comuns é de modo geral proporcional ao conteúdo de magnetita (< 10% em volume). Dos outros minerais magnéticos, apenas a pirrotita contribui significativamente para a susceptibilidade de certas rochas metamórficas e depósitos hidrotermais. Amostras de rocha expostas a temperaturas que se aproximam da temperatura de Curie exibem aumento de susceptibilidade chamado efeito Hopkinson.

Em seguida segue a tabela 4 que mostra a susceptibilidade magnética de algumas rochas e minerais.

Tabelas 4 – Susceptibilidade magnética de algumas rochas e alguns minerais (unidades 10⁻⁶SI)

Tipo	χ(SI)
Dolomite	-12.5 a 44
Calcário	10 a 25000
Arenito	0 a 21000
Xisto	315 a 3000
Gneisse	125 a 25000
Serpentine	3100 a 75000
Granito	10 a 65
Riolite	250 a 37700
Gabro	800 a 76000
Basaltos	500 a 182000
Peridotite	95500 a 196000

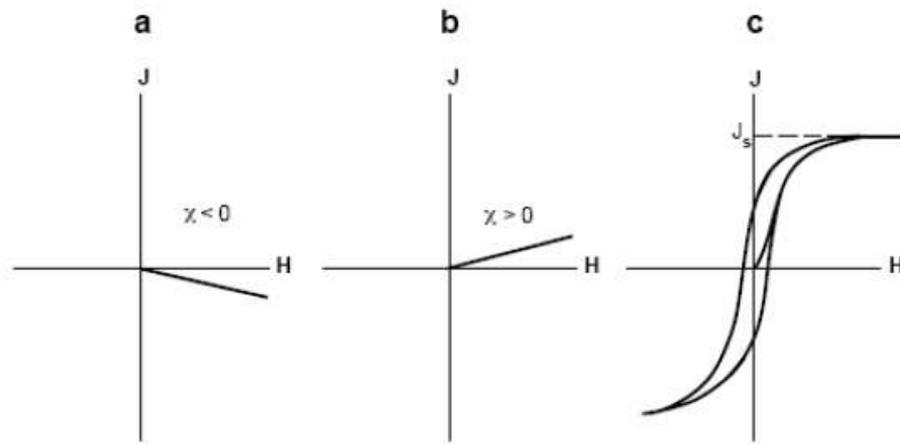
Tipo	χ (SI)
Grafite	-80 a -200
Quartzo	-15
Sal Gema	-10
Calcopirite	400
Pirite	50 a 500
Hematite	420 a 38000
Pirrotite	1250 a 6.3 x 10 ⁶
Ilmenite	314000 a 3.8 x 10 ⁶
Magnetite	70000 a 2 x 10 ⁷

Fonte: Miranda, 2009.

Os diferentes comportamentos magnéticos

- a) Diamagnetismo são minerais magneticamente neutros que adquirem magnetização antiparalela ao campo magnético indutor. A magnetização depende linearmente do campo aplicado e se reduz a zero quando o campo é removido. Nessas substâncias as camadas eletrônicas estão completas e os momentos magnéticos compensados. A suscetibilidade magnética é negativa e da ordem de 10^{-6} (SI). Um exemplo de mineral diamagnético é o quartzo (SiO_2);
- b) Paramagnetismo: Ocorre em materiais que possuem momentos magnéticos inerentes, devido a momentos de spin e momentos orbitais descompensados (camadas atômicas incompletas). Os materiais paramagnéticos têm suscetibilidade positiva com ordem de grandeza entre 10^{-5} e 10^{-3} (SI). Um exemplo de mineral paramagnético é a ilmenita (FeTiO_3);
- c) Ferromagnetismo: substâncias que apresentam uma magnetização espontânea mesmo na ausência de um campo externo. Os momentos magnéticos devem-se a momentos de *spin*, mas não atuam independentemente. Os elétrons obedecem a certas regras da mecânica quântica que envolve forças eletrostáticas (forças de troca) e que tendem a alinhar os momentos dos elétrons adjacentes paralelamente. Na natureza existem três elementos que são ferromagnéticos: ferro, cobalto e níquel. O comportamento magnético de uma amostra ferromagnética pode ser caracterizado pela sua curva de histerese (c). Nota-se que quando o campo induzido H volta a zero, a amostra guarda uma magnetização residual chamada de *magnetização remanescente* (J_r) (figura 29). A partir dessa magnetização remanescente podemos inferir a história magnética das rochas.

Figura 29 – Diferentes comportamentos magnéticos: (a) diamagnetismo; (b) Paramagnetismo e (c) ferromagnetismo

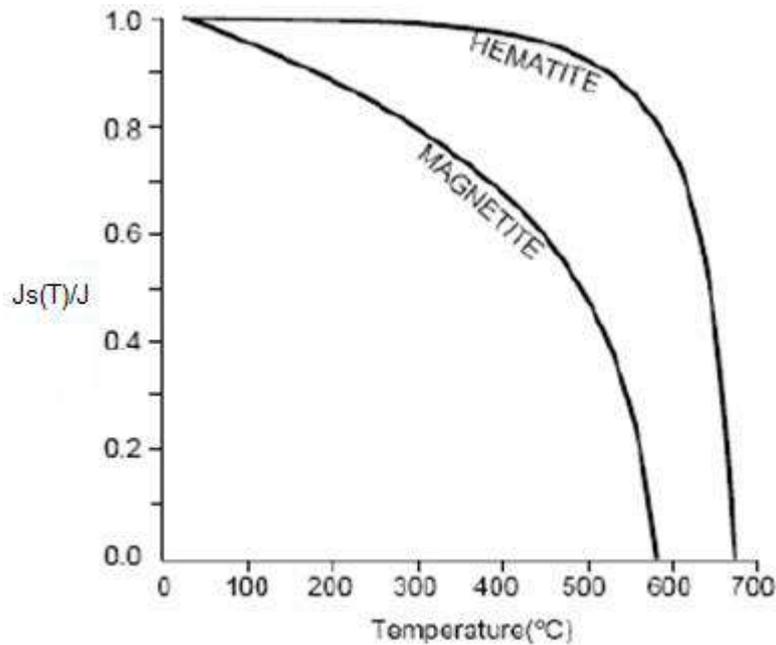


Fonte: Miranda, 2009.

O ferromagnetismo é uma propriedade que depende do arranjo tridimensional dos átomos na estrutura cristalina. Nos óxidos de ferro, a presença do oxigênio muda o sinal das forças de troca e os momentos adjacentes são antiparalelos. Quando os momentos se cancelam totalmente, se trata de *antiferromagnetismo* e de *ferrimagnetismo* quando os momentos numa direção excedem os da direção oposta.

Paramagnetismo e diamagnetismo dependem somente da temperatura, ou seja, dependem do raio da órbita dos elétrons. Ferro, antiferro e ferrimagnetismo dependem das distâncias interatômicas. Com o aumento da temperatura, as distâncias podem ser excedidas e as interações (forças de troca) quebram. Chama-se *Temperatura de Curie* a temperatura acima da qual as forças de troca não podem atuar e o ordenamento magnético desaparece. Aplica-se às substâncias ferro e ferrimagnéticas. Analogamente define-se *Temperatura de Néel* para o caso das substâncias antiferromagnéticas. Para magnetita e hematita, a temperatura de Curie é de 580°C e 680°C respectivamente (figura 30).

Figura 30 – Representação da temperatura de Curie para a magnetita e hematita



Fonte: Miranda, 2009.

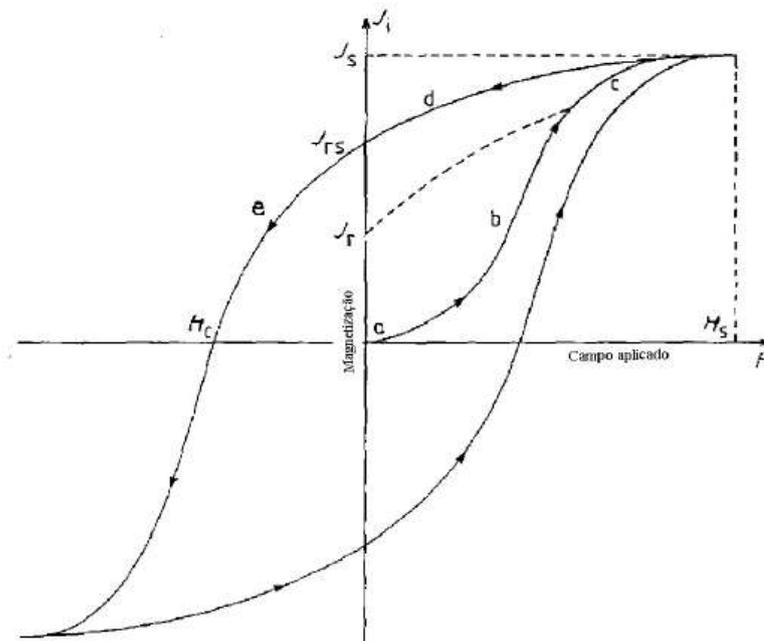
Curva de Hysteresis

Em minerais ferromagnéticos, campos magnéticos intensos podem superar os níveis de energia necessários para deslocar paredes de domínio (saltos de Barkhausen) e magnetizar um grão até à saturação. Retirado o campo magnético, o grão deve permanecer magnetizado durante um certo tempo, mas tende a relaxar e voltar ao estado fundamental ($M=0$), devido às forças que agem contrariamente à magnetização. Essas forças correspondem à **força magnetocristalina** e à **energia magnetoestática**. A força magnetocristalina é a tendência do cristal de adquirir magnetização em certas direções cristalográficas principais, devido às condições de simetria (distâncias interatômicas, orientação espacial); em geral, estas direções são as maiores distâncias do cristal, para minimizar o efeito da energia magnetostática. A energia magnetoestática é relacionada à criação de polos magnéticos livres que implicam um campo magnético oposto à magnetização e que, portanto, corresponde à um campo desmagnetizante, proporcional ao valor de J onde N = fator desmagnetizante.

$$H_{\text{desmag}} = -NJ \quad (50)$$

Um material ferromagnético irá apresentar magnetização crescente (J_i) em resposta à ação de campos magnéticos (H_i) gradativamente mais fortes (caminho $a-b-c$). Entretanto a partir de um certo valor de B , a magnetização tende a estabilizar. Diz-se, então, que o material foi *saturado*, e o campo magnético correspondente é denominado *campo magnético de saturação* (H_s). Depois de atingida a saturação, aplicando-se um campo magnético decrescente (caminho d), a magnetização decai, mas não atinge o estado fundamental, devido às forças coercivas (coercividade). Para que isto aconteça é necessário aplicar um campo no sentido oposto (caminho e) equivalente à coercividade do mineral (ou coercividade média da rocha) H_c . Se este campo for aumentado, atinge-se a saturação de sinal oposto ($-J_{rs}$). Se novamente o campo diminuir a intensidade em módulo, o processo se repete e a curva não passa mais pela origem. Esse é o chamado *ciclo de histerese*. Materiais que apresentam esse comportamento são do tipo ferromagnético ou ferrimagnético, porque são capazes de reter magnetização remanescente (J_r) (figura 31).

Figura 31 – Curva de hysteresis



Fonte: Miranda, 2009.

Magnetização das rochas

A magnetização total J de uma rocha é o vetor soma da *magnetização induzida* J_i dependente de um campo magnético externo e da *magnetização remanescente* J_r :

$$J = J_i + J_r \quad (51)$$

Nas rochas comuns a maior parte dos minerais são paramagnéticos ou diamagnéticos, com suscetibilidades positivas ou negativas da ordem de 10^{-6} Gauss/Oe. As propriedades ferromagnéticas de uma rocha, entretanto, são impostas pelos seus minerais ferrimagnéticos, embora esses geralmente ocorram em baixa concentração (raramente excede 10% em volume). As propriedades ferromagnéticas da maioria dos tipos de rochas são devidas aos minerais do grupo de óxidos de Fe-Ti e, em menor escala, aos minerais do grupo de sulfetos de ferro.

Magnetização Induzida

A magnetização induzida natural de uma rocha é a parte reversível de sua magnetização natural total, induzida pelo campo magnético terrestre à temperatura ambiente. O campo indutor H e a magnetização induzida M_i estão relacionados pela susceptibilidade magnética:

$$M_i = X_{ij} \cdot H \quad (52)$$

Em geral, a susceptibilidade é um tensor de segunda ordem que depende do campo indutor (H), da temperatura (T), da pressão ou compressão etc. Entretanto, para muitas aplicações práticas (quando se trata da magnetização induzida natural) a susceptibilidade das rochas comuns pode ser convenientemente considerada como uma constante isotrópica. Onde H_t representa um campo magnético da ordem do campo magnético da Terra. A razão entre a magnetização remanescente natural (MRN) e a magnetização induzida natural é chamada de fator Q de Königsberger:

$$M_i = X_i \cdot H_t \quad (53)$$

$$Q = M_r/M_i \quad (54)$$

O fator Q mede a contribuição relativa das duas componentes. Atinge valores da ordem de 100 em derrames basálticos, excede 1 em intrusivas máficas e varia entre 0 e 1 em intrusivas ácidas.

Magnetização Remanescente

Em cristais de grãos SD:

$$J_r(t) = J_{ro} \exp(-t/\tau) \quad (55)$$

- J_r é a magnetização remanescente
- τ , característico da relaxação em função do tempo :

$$\tau = 1/C \cdot \exp [vhc_j s / 2kT] \quad (56)$$

- C : fator de frequência = 10^8 s^{-1}
- v : volume dos grãos SD
- h_c : coercividade dos grãos SD
- j_s : magnetização de saturação
- kT : energia térmica

Mecanismos de aquisição da Magnetização Remanescente

Rochas de diferentes tipos adquirem magnetização remanescente natural (MRN) por diferentes mecanismos:

- a) *Magnetização remanescente viscosa (MRV)* é uma magnetização adquirida durante a exposição de campos magnéticos fracos. É uma magnetização secundária que resulta da ação do campo geomagnético muito tempo após a formação da rocha. Experimentalmente, a VRM segue uma lei linear ($VRM = S \log t$; onde t é o tempo de aquisição da VRM e S o coeficiente de viscosidade);
- b) *Magnetização remanescente térmica (MRT)* é adquirida por uma rocha ígnea durante o resfriamento. A magnetização é retida quando a temperatura cai abaixo da temperatura de Curie e na presença do campo magnético terrestre. Cerâmicas arqueológicas também adquirem MRT se se tratar de argila cozida. Neste caso o portador magnético é a hematita. Essas peças arqueológicas fornecem boas informações sobre a intensidade do campo geomagnético no passado;

- c) *Magnetização remanescente deposicional ou detrítica (MRD)* consiste no processo de alinhamento de partículas magnéticas por um campo aplicado, à medida que se depositam através da água, ou pela rotação das partículas nos interstícios de um sedimento preenchidos com água. As partículas giram alinhando o eixo de mais fácil magnetização do cristal de acordo com o campo;
- d) *Magnetização remanescente química (MRQ)* resulta da formação a baixas temperaturas de minerais magnéticos e é, em geral, associada à diagênese ou metamorfismo. Por exemplo, em sedimentos vermelhos, o pigmento de hematita é o portador da remanescência, o qual cresce diageneticamente. Quando os grãos atingem um tamanho crítico (0,1 mm de diâmetro) a magnetização fica "aprisionada" e permanece estável por longos períodos geológicos.

Os principais minerais ferromagnéticos são:

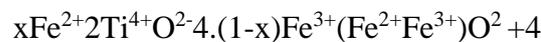
- a) *Óxidos de ferro:*

Magnetita: o mais importante, porque é fortemente magnética e muito comum nas rochas. $\text{Fe}_3\text{O}_4 \Rightarrow \text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ (Fe^{2+} = ferroso; Fe^{3+} = férrico)

Magnetização espontânea: $475 \times 10^3 \text{ Am}^{-1} = 475 \text{ uem/cm}^3$. Estrutura cristalina cúbica. $T_{\text{Curie}} = 575^\circ\text{C}$.

Série Titano-magnetita

Termos finais: magnetita e ulvospinélio (antiferromagnético)

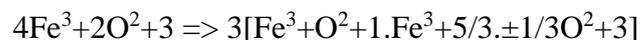


Quanto maior o conteúdo de Ti, menor a T_{Curie} . Ti-magnetitas que ocorrem naturalmente têm $T_{\text{Curie}} < 200^\circ\text{C}$.

Maghemita: Fe_2O_3

Provém da oxidação da magnetita a baixas temperaturas ($3\text{Fe}^{2+} \Rightarrow 2\text{Fe}^{3+}$).

Propriedades magnéticas muito semelhantes às da magnetita; mesma estrutura, porém 1/9 dos cátions faltam:



É instável e se converte espontaneamente em hematita entre 250°C e 500°C .

T_{Curie} estimada = 750°C .

Hematita: $\text{Fe}^3+2\text{O}^2+3$

Entre -10°C e -20°C é perfeitamente antiferromagnética. Acima de $-10^{\circ}\text{C} \Rightarrow$ magnetização espontânea fraca: $2.2 \times 10^3 \text{ Am}^{-1} = 2.2 \text{ uem/cm}^3$.

$T_{\text{Curie}} = 675^{\circ}\text{C}$. Alta coercitividade. Importante em sedimentos e rochas vulcânicas ácidas.

Série Ilmenita-hematita: $y\text{Fe}^{2+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_3^{2-}(1-y)\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_3^{2-}$

Formam soluções sólidas a temperatura maior que 900°C . Com propriedades magnéticas variando muito, dependendo da posição na linha.

b) *Hidróxidos de ferro* (associados a rochas alteradas, solos e sedimentos)

Goethita: $\text{FeO}(\text{OH})$

Antiferromagnética.

$T_{\text{Néel}}$ entre 60°C e 170°C . Converte-se a uma forma de hematita mal cristalizada entre $200\text{-}290^{\circ}\text{C}$.

c) *Sulfetos de ferro* (composição variável entre troilita e pirita)

Pirita: FeS_2

Comum em rochas sedimentares, especialmente associada a material orgânico fossilizado. Paramagnética à temperatura ambiente.

Pirrotita: Fe_7S_8

Alto grau de anisotropia. Antiferromagnética, mas podendo ser ferrimagnética, dependendo da estrutura (vacâncias de Fe).

Magnetização espontânea: $58 \times 10^3 \text{ Am}^{-1} = 58 \text{ uem/cm}^3$ (1/8 da magnetita).

5.4 Perfilagem Sísmica

A fundamentação teórica deste capítulo apresenta a conceituação das grandezas, fenômenos e princípios físicos que baseiam o método sísmico de reflexão como também, a descrição do próprio método e sua utilização. O grupo da geofísica que trata a sísmica é a Geofísica Aplicada, um método indireto que investiga as estruturas e o comportamento das camadas em subsuperfície.

Ondas de Corpo

As ondas de corpo recebem esse nome por se propagarem pelo interior da Terra podendo ser subdivididas como ondas longitudinais ou ondas P (primárias) e ondas transversais ou ondas S (secundárias).

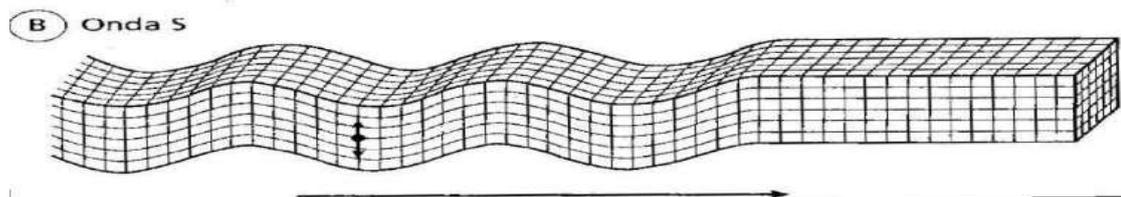
Durante a propagação das ondas P, partículas do meio vibram paralelamente em relação à direção de propagação, correspondendo a deformações de compressão ou expansão, de forma que as partículas se deslocam para frente e para trás (TEIXEIRA *et al.*, 2009). Esse movimento envolve oscilações em torno de um ponto fixo e na mesma direção da propagação (figura 32). As ondas S propagam-se através de um cisalhamento puro (mudanças na forma das partículas do meio) em uma direção perpendicular à direção de propagação da onda (KEAREY *et al.*, 2009) como mostrado na figura 33.

Figuras 32 – Deformações e movimentos de partículas do terreno associados à passagem de ondas de corpo: (A) ondas P



Fonte: Kearey *et al.*, 2009.

Figuras 33 – Deformações e movimentos de partículas do terreno associados à passagem de ondas de corpo: (A) ondas P; (B) ondas S



Fonte: Kearey *et al.*, 2009.

Ondas de Superfície

As ondas de superfície são assim chamadas em função de sua propagação, que se dá sobre a superfície da Terra. Os dois tipos de ondas de superfície são: Ondas Rayleigh, onde o

movimento das partículas se dá em um plano vertical à direção de propagação da onda, e ondas Love, em que as vibrações ocorrem num plano horizontal que é perpendicular à direção de propagação da onda.

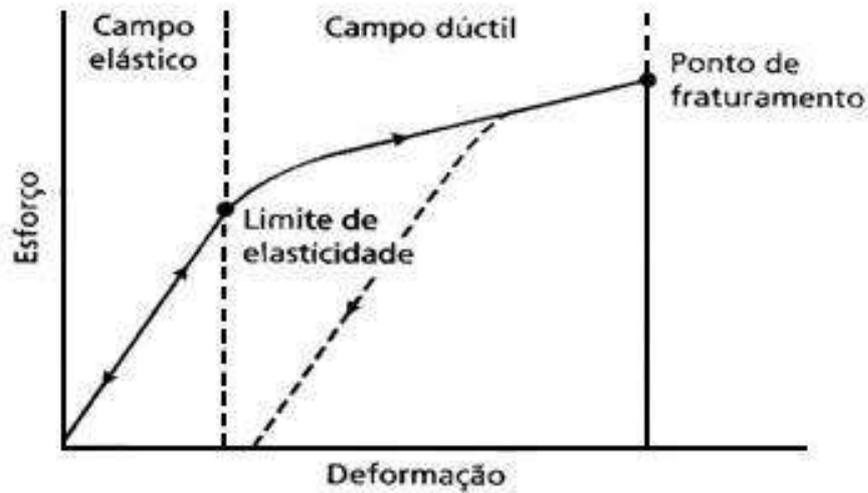
Velocidades das Ondas Sísmicas nas Rochas e Elasticidade

Uma propriedade característica das rochas, da qual depende a propagação das ondas sísmicas, é a elasticidade. Esta propriedade está diretamente relacionada com a velocidade de propagação das ondas no meio.

Ao se tratar das propriedades elásticas dos materiais, são importantes também os conceitos de tensão e deformação. A tensão é uma medida da intensidade das forças de equilíbrio que se estabelecem no interior de um corpo quando ele é submetido à ação de forças externas (KEAREY *et al.*, 2009). A deformação é definida como “as mudanças relativas que ocorrem num corpo, na forma e/ou dimensões, quando sujeito às tensões” (HERZIG, 2003, p. 5). Graças às relações existentes entre a tensão e deformação do meio, que na maioria dos casos é regida pela lei de Hooke, é possível que haja propagação da onda mecânica no meio.

A figura 34 representa uma relação entre tensão e deformação, que obedece a lei de Hooke até certo valor máximo de tensão denominado de limite elástico que é o ponto no qual a tensão irá induzir uma deformação permanente (MASCIA, 2006) conhecida como deformação plástica. Até que seja atingido o limite elástico, a deformação é diretamente proporcional a tensão aplicada sobre um corpo, porém acima desse valor a relação entre tensão e deformação se torna não linear. Ao aumentar ainda mais a tensão, o corpo irá sofrer uma ruptura. A deformação em pequenos corpos pode ser considerada ideal quanto à elasticidade, pois ao cessar a tensão, ela deixará de existir.

Figura 34 – Curva de Tensão x Deformação para um corpo sólido



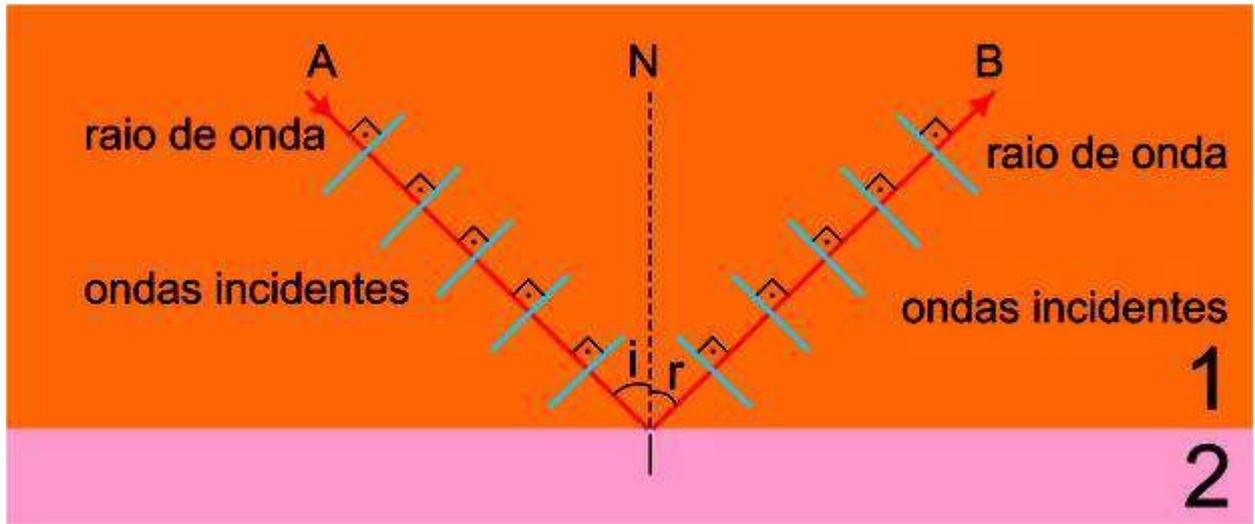
Fone: Kearey *et al.*, 2009.

A relação linear entre tensão e deformação no campo elástico é definida pelos seus módulos elásticos, onde cada um dos quais expressam a razão entre um tipo particular de tensão e de deformação resultante, podendo apresentar diferentes características de acordo com o tipo de material (KEAREY *et al.*, 2009). Os módulos elásticos relacionam-se com a velocidade de propagação de uma onda de corpo em um meio homogêneo e isotrópico através da equação:

$$V = \frac{\text{módulo elástico apropriado do material}}{\text{densidade do material}} \quad (57)$$

Quando uma frente de onda sísmica atinge uma interface entre dois materiais distintos, parte da energia transportada é refletida para o meio no qual a onda estava se propagando e parte é transmitida para o outro meio (figura 35).

Figura 35 – Modelo de reflexão de ondas em meios 1 e 2.



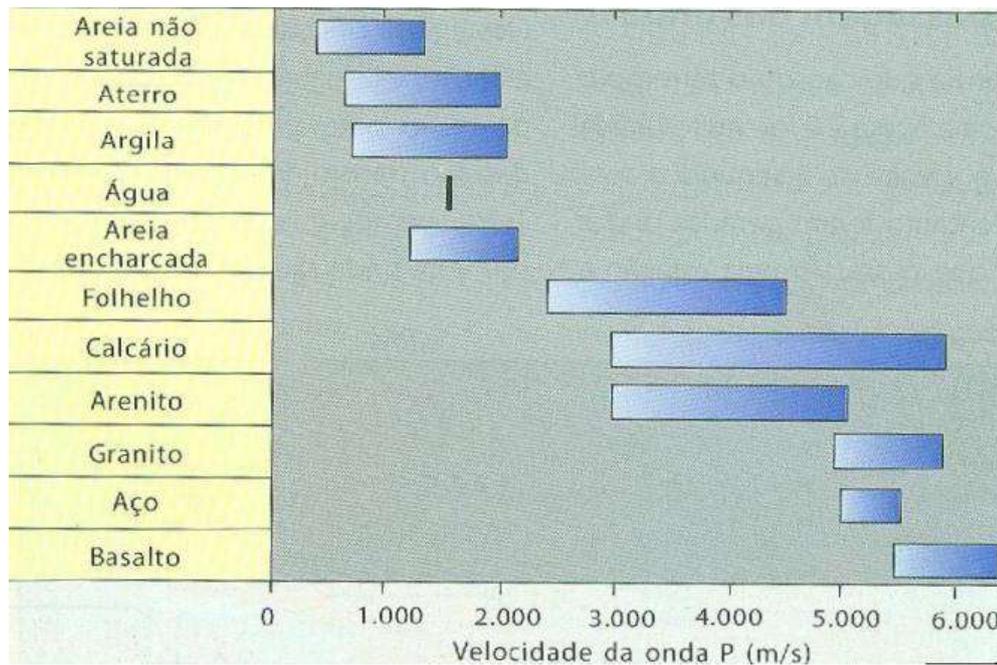
Fonte: Santos, J.C.F, 2014.

A lei de reflexão mostra que o ângulo de reflexão r é igual ao ângulo de incidência i , e que o raio de incidência, o raio refletido e a normal à interface são coplanares. O fato do ângulo de incidência ser igual ao de reflexão pode ser comprovado também pela lei de Snell:

$$\frac{\sin i}{\sin r} = V_1/V_2 \quad (58)$$

Sendo a velocidade de propagação das ondas P e S uma função do meio em que se propagam, é possível estimar por meio delas, a composição e as estruturas do interior da Terra quando são conhecidos os seus valores. A figura 36 mostra um exemplo de intervalos de velocidades da onda P para algumas rochas e materiais mais comuns. Entre outros fatores, a velocidade da onda sísmica irá depender também da porosidade e do conteúdo de líquido nos poros das rochas, o que provoca mudanças relacionadas à densidade do meio e aos seus módulos elásticos.

Figura 36 – Intervalos de velocidades da onda P para alguns materiais



Fonte: Teixeira *et al.*, 2009.

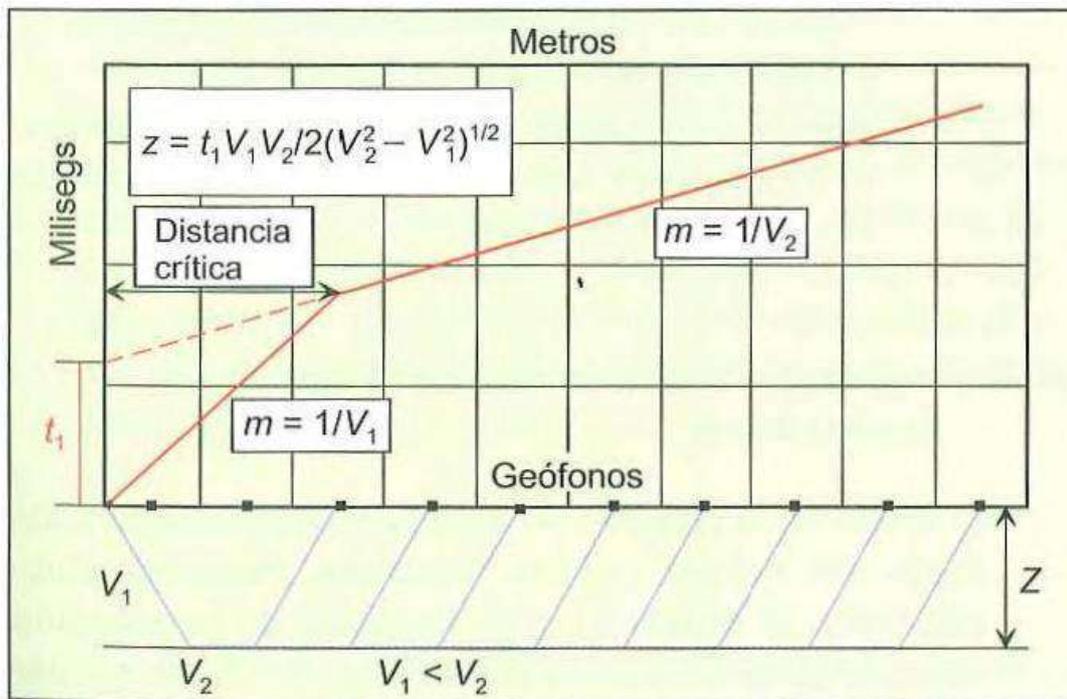
A velocidade de propagação de ondas acústicas em um meio qualquer é função de suas constantes elásticas como módulo de Young (E), módulo de Poisson (ν), módulo de rigidez (μ) e módulo de compressão (κ). Estas constantes variam de acordo com o material e relacionam a quantidade de deformação sofrida por um material em função da força exercida sobre ele. Como o módulo de rigidez da água é igual a zero, as ondas do tipo S não conseguem se propagar neste meio sendo as ondas P utilizadas na sismica (AYRES NETO, 2000). Na água do mar as ondas acústicas se propagam com uma velocidade em torno de 1500 m/s.

A variação da velocidade na água do mar depende basicamente da salinidade não sofrendo muita influência da pressão e da temperatura. A velocidade de propagação nos sedimentos, por sua vez, depende basicamente de duas das constantes relacionadas acima: os módulos de compressão e rigidez. De acordo com Woods citado por Ayres Neto (2000), os fatores que controlam estes parâmetros em sedimentos marinhos são porosidade, pressão de confinamento, grau de saturação e temperatura.

As reflexões sísmicas são o registro do tempo de percurso (ida e volta) de ondas sísmicas geradas artificialmente na superfície e refletidas em interfaces físicas de rochas. Ao contrário da investigação sísmica convencional, a sísmica de reflexão de alta resolução lida com meios geológicos ou interfaces geológicas que comumente apresentam baixos contrastes de impedância acústica, baixa relação sinal-ruído, além de se constituírem em fortes

atenuadores de sinais de alta frequência (SILVA, 2006). O autor ainda ressalta que a investigação destes meios exige, comumente, a utilização de fontes acústicas que emitem sinais com espectros de frequência mais altos, o que torna a rugosidade das superfícies, ou das interfaces, propriedades físicas relevantes, pois que representam papel importante na análise do espalhamento do sinal acústico (*scattering*) (figura 37).

Figura 37 - Gráfico de tempo de chegada das ondas sísmicas aos vários geófonos



Fonte: Depto. Geociências e Aveiro, 2013.

As interfaces físicas das rochas demarcam o contraste de impedância acústica entre dois pacotes rochosos contíguos os quais apresentam um caráter temporal geologicamente importante, isto é, uma conotação crono-estratigráfica. A impedância acústica define-se como sendo o produto da velocidade sísmica de um intervalo de rochas pela sua densidade (RIBEIRO, 2000).

$$I = x \cdot V \quad (59)$$

Onde:

I = Impedância Acústica

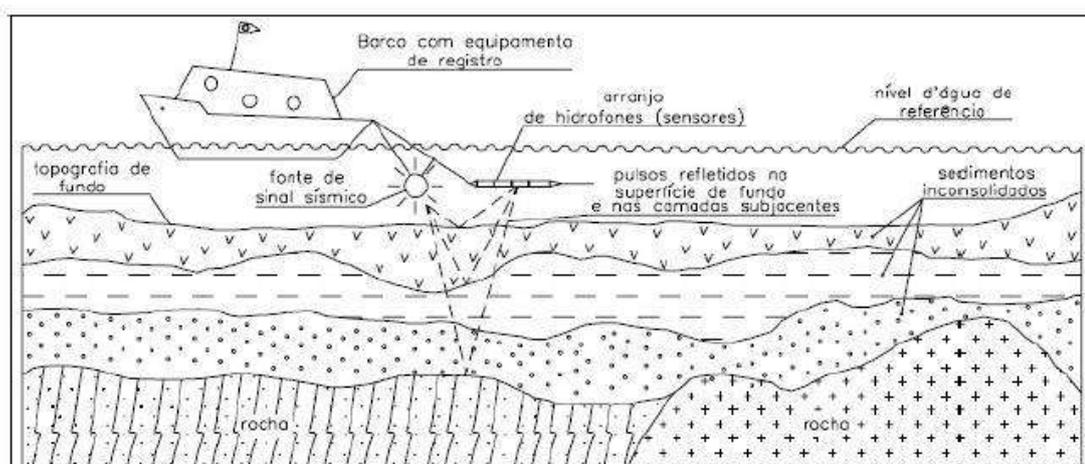
x = Ângulo de incidência

V = Velocidade de propagação

De acordo com Ayres Neto (2000) *op. cit.*, a densidade dos sedimentos de fundo é função basicamente da mineralogia, da porosidade e do teor de água. Estes fatores variam localmente em maior escala, controlando, portanto, de maneira mais intensa a impedância dos sedimentos. Quando da ocorrência de contrastes de velocidade de propagação e de densidade, ou seja, contrastes de impedância acústica entre dois estratos, uma parte da energia das frentes de onda é refletida na interface entre os meios e retorna à superfície e a outra, penetra nas camadas sedimentares, retornando aos sensores (*hidrofonos*) subsequentemente. Os sinais recebidos pelos sensores são conduzidos ao sistema de processamento e gravação, para finalmente serem impressos na forma de uma seção, em papel eletrossensível, ou, no caso dos equipamentos mais modernos, gravada digitalmente (SILVA, 2006).

O primeiro sinal que retorna aos sensores é normalmente oriundo da superfície de fundo e, portanto, sua interpretação possibilita identificar a espessura da coluna d'água; os sinais que atingem o sensor subsequentemente, são aqueles que penetraram na coluna sedimentar e, portanto, possibilitam a identificação da espessura dos estratos sedimentares (figura 38). Em ambos os casos, as medidas efetuadas têm como base os tempos de percurso de ida e volta dos sinais acústicos, ou seja, o tempo duplo de percurso, termo conhecido no meio geofísico como TWT – *two way time* (SILVA, *op. cit.*).

Figura 38 – Esquema de perfilagem sísmica



Fonte: Silva, 2006.

O coeficiente de reflexão é função da diferença de impedância acústica entre dois meios (neste caso a água do mar e os sedimentos do fundo). Quanto maior for esta diferença, maior será a quantidade de energia refletida. Entretanto, as reflexões sísmicas não correspondem necessariamente a contatos litológicos, visto que a impedância acústica não é um fiel indicador de litologias.

$$R = (D_2V_2 - D_1V_1)/(D_2V_2 + D_1V_1) \quad (60)$$

Onde:

R = Coeficiente de Reflexão

D₁ e D₂ = Densidades das camadas 1 e 2

V₁ e V₂ = Velocidades das ondas sísmicas nas camadas 1 e 2 respectivamente.

Dessa forma, uma vez que as unidades litoestratigráficas são definidas com base nas variações litológicas, as reflexões sísmicas não apresentam, obrigatoriamente, correspondência com os limites dessas unidades. De fato, Vail *et al.* (1988), consideram que as interfaces causadoras das reflexões entre dois pacotes de estratos com contraste de velocidade-densidade correspondem, principalmente, às superfícies estratais e às discordâncias.

As superfícies estratais correspondem aos níveis de acamamento, consistindo, portanto, em paleossuperfícies deposicionais, as quais são praticamente síncronas em quase toda a sua extensão. Já as discordâncias são superfícies de erosão ou não-deposição, em ambos os casos implicando na ausência física de um significativo intervalo crono-estratigráfico e delimitam estratos mais jovens acima delas das camadas mais antigas abaixo. O reconhecimento e mapeamento tanto das superfícies estratais quanto das discordâncias são fundamentais na elaboração do arcabouço crono-estratigráfico de uma bacia sedimentar (RIBEIRO, 2000).

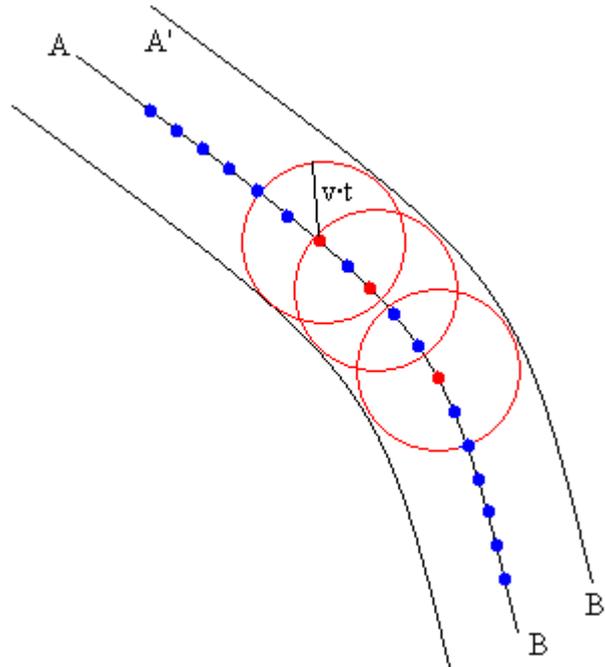
Propagação da Onda Sísmica

Segundo Sacasa (2004), quando uma onda sísmica encontra mudanças abruptas nas propriedades elásticas do meio, como uma interface que separa duas camadas de diferentes composições, parte da energia é refletida, outra parte é refratada, e pode ocorrer também a absorção de energia sísmica pelo meio. Aqui ganharão ênfase as considerações relativas às ondas de corpo P refratadas, já que ondas S são raramente utilizadas no método de refração, e que as ondas de superfície, como o nome já diz, somente se propagam na superfície.

Uma onda sísmica propagando-se ao longo de um meio homogêneo é transmitida por uma envoltória esférica, a frente de onda, que é uma região em que todos os pontos estão em concordância de fase. Pelo princípio de Huygens, “cada ponto de uma frente de onda se comporta como uma nova fonte de ondas elementares e progressivas” (CARRON *et al.*, 2002,

p. 491). Essas frentes de ondas têm seus raios aumentados com o passar do tempo, e por simplificação, a representação da propagação de uma onda é feita através de raios orientados, chamados de raios de onda (figura 39).

Figura 39 – Princípio de Huygens



Fonte: García, 2007.

O princípio de Fermat estabelece que uma onda sempre irá seguir a trajetória de menor tempo, ou seja, a onda sempre irá se propagar pelo percurso de tempo mínimo (DOURADO, 2001). Os princípios de Huygens e de Fermat são importantes para compreensão de alguns aspectos da propagação de uma onda sísmica.

Fontes Sísmicas

Uma fonte sísmica ideal é aquela que produz um pulso num tempo mínimo, com amplo espectro de frequências com alta energia. Como fisicamente essa configuração não é possível, já que a energia armazenada numa fonte acústica não pode ser transferida de maneira instantânea para o meio geológico, a maioria das fontes acústicas é basicamente de dois tipos: aquela que tentam se aproximar do ideal, emitindo um amplo espectro de frequências num menor tempo possível (por ex: *sparkers*, *air-guns*), e aquelas que emitem um determinado espectro de frequências ao longo de um intervalo de tempo pré-determinado (por ex. *chirp*, vibradores) (SOUZA, 2006).

Qualquer fonte acústica utilizada na investigação sísmica de áreas submersas tem por objetivo converter/transmitir a energia acumulada em um capacitor, em movimento da massa de água ao redor da fonte (MACGEE 1995; MOSHER e SIMPKIN, 1999). Este movimento da massa d'água se manifesta na forma de variações de pressão e se propaga na coluna d'água a partir da fonte, obedecendo às leis físicas da reflexão, absorção, difração, refração e espalhamento (*scattering*).

São vários os tipos de fontes acústicas desenvolvidos para atuar na água, e como tal, podem ser classificadas de várias maneiras. MacGee (1995) classifica as diferentes fontes de energia usadas na investigação de áreas submersas em dois tipos: ressonantes e impulsivas.

Fontes Ressonantes

Sob a classificação de fontes ressonantes, tanto MacGee (1995) quanto Mosher & Simpkin (1999) incluem desde fontes usadas na batimetria convencional (ecobatímetros) até fontes mais modernas que possuem capacidade de penetração, ou seja, agem como perfilhadores propriamente ditos (*chirp* por exemplo).

Os sistemas ressonantes operam com base no princípio de que um campo elétrico aplicado sobre uma pastilha piezoelétrica resulta na produção de um trabalho mecânico proporcional à intensidade do campo elétrico aplicado. Se a frequência do campo elétrico aplicado é próxima da frequência de ressonância do material do transdutor, a energia elétrica é facilmente convertida em energia mecânica e, por conseguinte, em movimento de vibração da pastilha, que é facilmente transmitido à massa d'água existente ao redor da fonte. Esse processo é reversível, ou seja, a pressão da água sobre o transdutor gera um sinal elétrico que no receptor indica o retorno do sinal emitido. Os perfiladores do tipo 3,5 KHz são bons exemplos deste tipo de fonte.

As fontes ressonantes com frequências mais altas produzem um registro com maior resolução: em outras palavras, permitem uma maior definição das camadas geológicas logo abaixo do fundo marinho. Para esta finalidade foram desenvolvidos alguns tipos de fontes especiais que emitem um sinal na faixa de 3 a 7 KHz. Estas fontes, denominadas fontes ressonantes, utilizam as propriedades piezoelétricas de alguns cristais para geração do sinal acústico.

Diferentemente dos sistemas que utilizam *boomers* e *sparkers* como fontes sísmicas, que necessitam de um receptor (hidrofones), as fontes ressonantes são ao mesmo tempo emissores e receptores do sinal sísmico. As principais características destas fontes são a

melhor repetibilidade do sinal emitido e a baixa potência necessária para geração dos sinais. São equipamentos mais simples e compactos permitindo a operação em embarcações de pequeno porte. A capacidade de penetração destas fontes pode chegar a 50 metros abaixo do fundo dependendo do tipo de sedimento.

Fontes ressonantes, entretanto, possuem limitações físicas com relação à absorção da energia, ou seja, não é ilimitada a capacidade ou a potência de emissão de sinais acústicos. Efeitos do tipo cavitação (vaporização da água no contato com o transdutor devido à rápida contração dos transdutores) surgem com o aumento da energia aplicada sobre estes transdutores, gerando ruídos indesejáveis e inviabilizando o aumento da potência de transmissão para este tipo de fonte. Uma solução parcial foi encontrada com o desenvolvimento de uma fonte denominada *chirp*. Por meio da alteração do número de ciclos (frequência), esta fonte acústica torna o pulso emitido mais longo, ou seja, gera um espectro de frequências mais amplo, possibilitando relativo aumento da potência do sinal transmitido, aumentando conseqüentemente a penetração do sinal emitido, a despeito da perda parcial de resolução (MACGEE, 1995).

Algumas fontes acústicas alternativas baseadas no princípio paramétrico de propagação do som foram desenvolvidas com a finalidade de minimizar algumas das desvantagens das fontes ressonantes. Transdutores acústicos que se utilizam do princípio paramétrico (GRANT e SCHREIBER, 1990; WUNDERLICH, 2003) são aqueles que produzem sinais de baixa frequência a partir da emissão de dois sinais simultâneos de frequências ligeiramente diferentes. A interferência entre os dois sinais emitidos gera uma frequência secundária igual a diferença entre elas. Este sistema é bastante interessante, pois a partir de dois transdutores de alta frequência (por ex. 20 KHz), normalmente de pequeno porte, gera-se um sinal de baixa frequência (neste caso, entre 2,5 e 5,5 KHz), de excelente diretividade e de alta energia e, portanto, com grande poder de penetração (MOSHER e SIMPKIN, 1999).

Hubscher *et. al.* (2002) utilizam-se deste sistema acústico para estudar os padrões sedimentares característicos da porção submersa do delta do rio Amazonas. Reinhardt *et. al.* (2002) utilizam-se também desse método para investigar sequências deposicionais de cerca de 30 metros de espessura do Quaternário Superior da plataforma continental do Peru. Ainda com relação às fontes ressonantes, é importante ressaltar que a frequência do sinal emitido determina o tamanho e o peso dos transdutores que geram os sinais. De maneira geral, transdutores que geram frequências mais baixas são maiores e mais pesados, e o feixe

principal de sinais tem largura (*beam angle*) maior que aqueles que geram sinais de frequências mais altas.

Fontes Impulsivas

As fontes acústicas impulsivas classificadas por MacGee (1995) são aquelas que liberam grande quantidade de energia num intervalo de tempo que idealmente é próximo de zero (por ex. *boomers* e *airguns*). Mosher e Simpkin (1999) desenvolveram uma classificação análoga para fontes dessa natureza, subdividindo este tipo de fonte em: aceleração de massa, implosivas e explosivas.

Fontes acústicas do tipo aceleração de massa são as que provocam rápido deslocamento de massa d'água quando da emissão do sinal acústico e têm sido muito utilizadas na sísmica de reflexão de alta resolução. *Boomers* são os representantes mais comuns deste tipo de fonte e estão entre as principais fontes acústicas utilizadas na investigação de áreas submersas rasas, pois esse modelo emite amplo espectro de frequências, possibilitando resolução centimétrica em algumas situações, com alta energia, largos pulsos, alta repetibilidade, além de boa diretividade do sinal.

Air-guns de pequeno porte são também incluídos nesse tipo de fonte (aceleração de massa), já que tem também por princípio provocar rápido deslocamento de massa d'água quando o ar comprimido contido em recipientes apropriados é subitamente liberado na coluna d'água através de válvulas especiais. Apesar de terem grande capacidade acústica, as fontes *air-guns* têm limitações com relação ao rebocamento a maiores profundidades, como também apresentam pouca diretividade dos sinais e maior complexidade nas operações de manutenção.

As fontes acústicas implosivas são aquelas fontes impulsivas que utilizam a implosão de uma bolha para criar uma onda de pressão (*pressure wave*) na coluna d'água. *Vaporchoc*, *flexichoc* e *waterguns* são alguns exemplos desse tipo de fonte. Outro tipo de fonte impulsiva, segundo Mosher e Simpkin (1999) são as fontes explosivas que, como expressa o próprio nome, utilizam dinamites, espoletas elétricas, gás, entre outros meios para gerar ondas acústicas na coluna d'água. Apesar de se constituírem em fontes acústicas de relativo baixo custo, alta potência e grande poder de emissão de amplos espectros de frequências, oferecendo excelente penetração e razoável resolução, este tipo de fonte possui algumas limitações técnicas como a pobre repetitividade e a limitada diretividade, além de restrições ambientais.

6 METODOLOGIAS UTILIZADAS

6.1 Difractometria de Raios-X

A difração de raios-X é um método de ampla utilização na Pedologia, sendo ferramenta utilizada para análises de intemperismo e troca catiônica, e, entre outras, neste estudo, foi de fundamental importância na avaliação da gênese e qualificação das amostras de solos coletados na área.

A preparação das amostras para análise na difração de raios-X baseia-se nos princípios da Lei de Stokes para o fracionamento granulométrico pelo método da pipetagem, que mostra a interação da velocidade de decantação da partícula em meio fluído, com a aceleração da gravidade, o raio da partícula, sua forma, sua densidade, a densidade do fluído, sua textura de superfície e viscosidade do fluído (SUGUIO, 1973).

Procedimentos realizados

- a) Utilizou-se o aparelho de Difração de Raios-X do Departamento de Geologia do IGEO-UFRJ, com as seguintes condições: Difratorômetro Rigaku-Termoflex - Modelo 2013, contador proporcional, 40KV, 30mA; tubo de cobre, filtro de níquel, velocidade 1°c/min;
- b) A identificação dos minerais foi feita por intermédio de reflexões, produzidos pela difração de raios-X, que são registrados em gráficos e correspondem a ângulos de um goniômetro, a partir do qual o espaçamento cristalográfico do mineral pode ser calculado através de tabelas utilizando-se a lei de Bragg (tabela 5);
- c) A fração argila é obtida por sedimentação e concentrada por centrifugação. Com esse material preparam-se lâminas orientadas pela técnica do esfregaço, a qual consiste em espalhar o material argiloso na superfície da lamina;
- d) Todas as lâminas são levadas ao difratorômetro em três estágios distintos: o primeiro representa a fração argila sem qualquer tratamento físico-químico, o segundo as amostras são glicoladas, objetivando determinar minerais

expansivos, o que consiste em submeter uma amostra a uma atmosfera saturada de etileno-glicol por 24 horas e a terceira é aquecida em forno tipo mufla, por 4 horas seguidas, a temperatura de 550°C, e objetiva investigar colapso e/ou destruição da estrutura dos argilominerais.

Tabela 5 – Comportamento dos Argilominerais – Distância Interplanar basal dÅ

ARGILOMINERAL	Tratamento	(001)dÅ	(002) dÅ	(003) dÅ
Caulinita	Normal	7,1	3,58	2,33
	Glicolada	7,1	3,58	2,33
	Aquecida	desaparece	desaparece	desaparece
Ilita	Normal	10	5	3,3
	Glicolada	10	5	3,3
	Aquecida	10	5	3,3
Esmectita	Normal	14		
	Glicolada	17		
	Aquecida	10		
I-S (Interestratificado)	Normal	12-14		
	Glicolada	expande		
	Aquecida	10		

Fonte: Santos, 1989.

Obs.:

- a) Designou-se de Esmectita o material que apresenta picos bem formados em 14 Å e expandem para 17 dÅ com etilenoglicol.
- b) Designou-se de I-S, os materiais que apresentam picos malformados em 14 Å e expandem com a glicolagem, porém não atingem 17 Å.
- c) A Goethita foi identificada pelo pico a 4,15-4,17 Å.

6.2 GPR - Ground Penetrating Radar

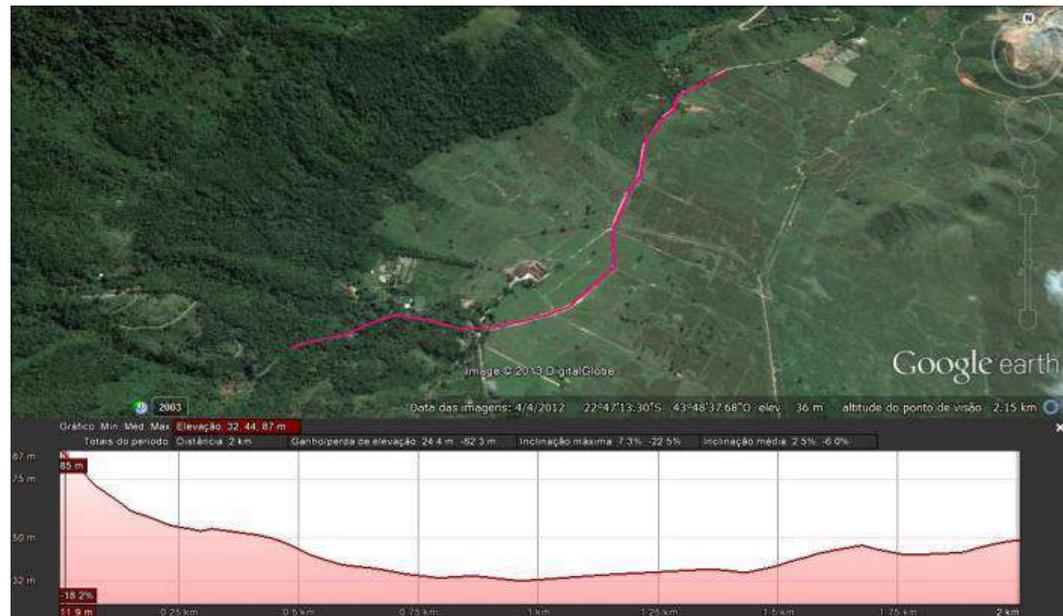
Aquisição dos dados de GPR

O equipamento de GPR utilizado em ambas as etapas foi o RAMAC, fabricado pela empresa sueca *MALA Geoscience*, aplicando o arranjo de reflexão ou *common offset*. As antenas com frequências de 100 MHz e de 50 MHz são ambas não blindadas. Juntamente com as antenas foi utilizado uma unidade de controle central (UCC) e um notebook para executar os programas de aquisição. As ligações entre as unidades de Transmissão e Recepção e a

UCC foram feitas através de cabos de fibra ótica, pois fios metálicos poderiam produzir interferência.

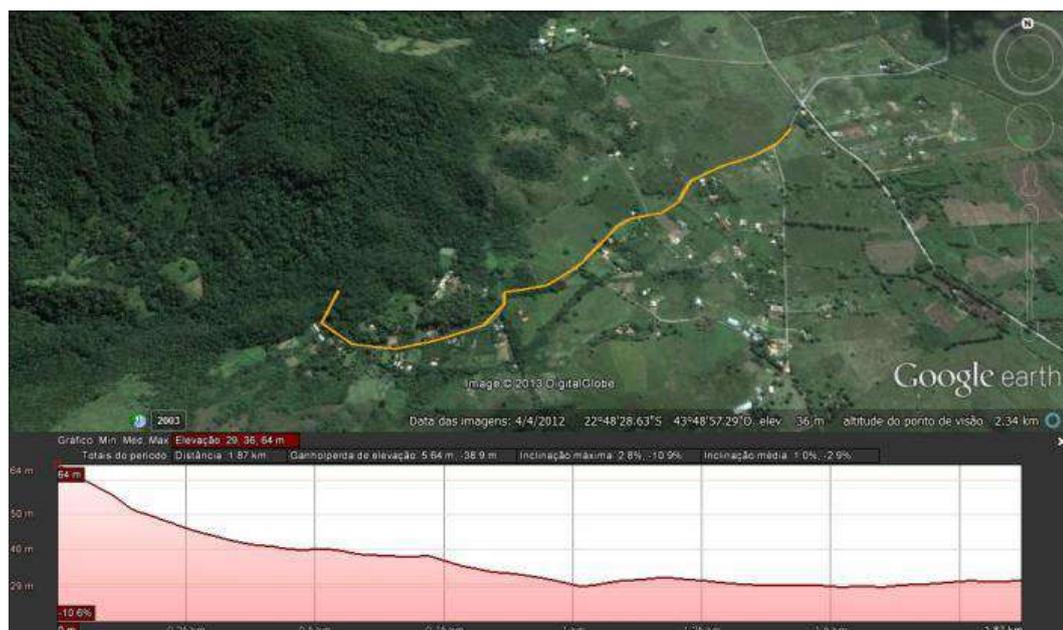
Foram realizadas 04 seções e todas foram feitas próximas a borda da bacia de Itaguaí e ao embasamento aflorante (figuras 40, 41, 42 e 43).

Figura 40 – Localização do perfil AB - linha rosa e seu perfil de elevação



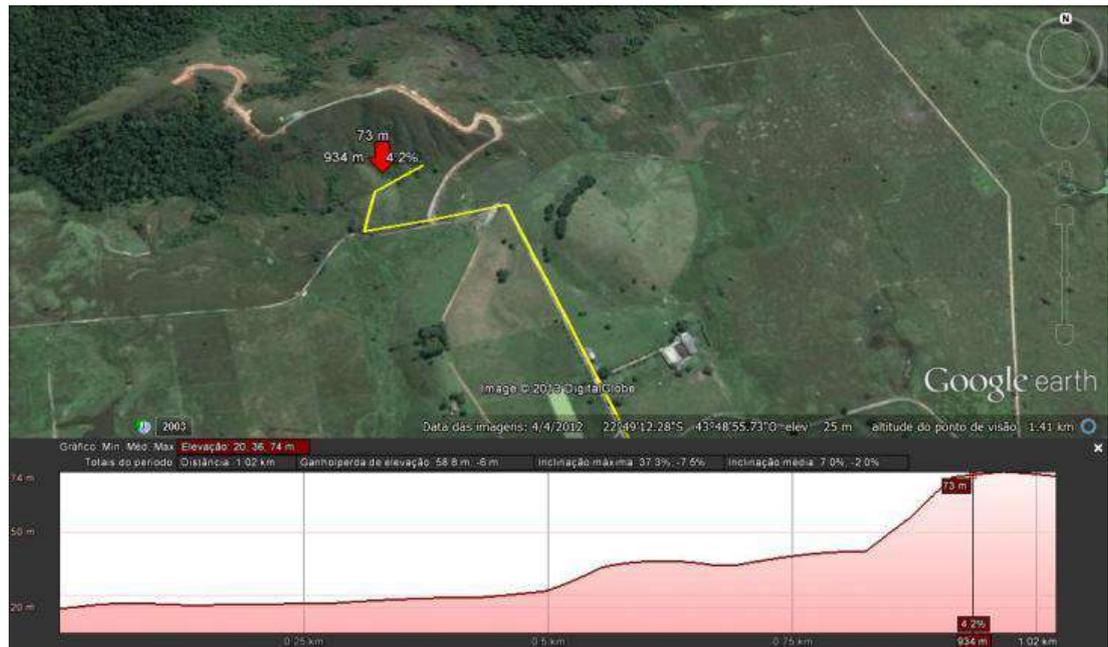
Fonte: Google Earth 2013.

Figura 41 – Localização do perfil Base - linha laranja e seu perfil de elevação



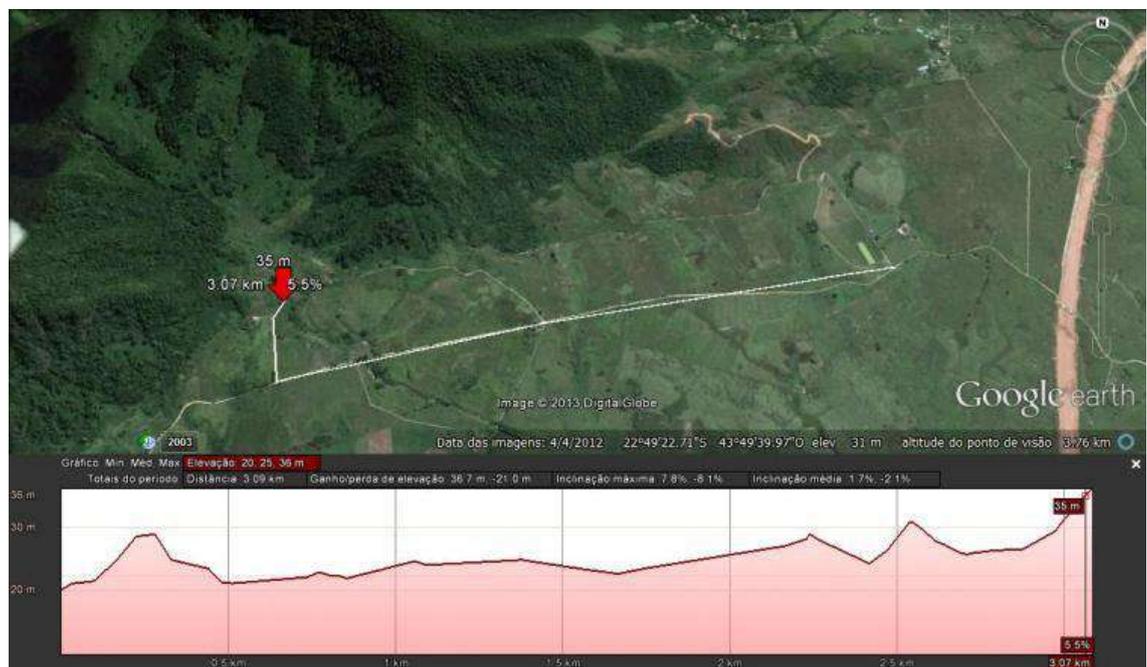
Fonte: Google Earth, 2013.

Figura 42 – Localização do perfil Fazenda - linha amarela e seu perfil de elevação



Fonte: Google Earth, 2013.

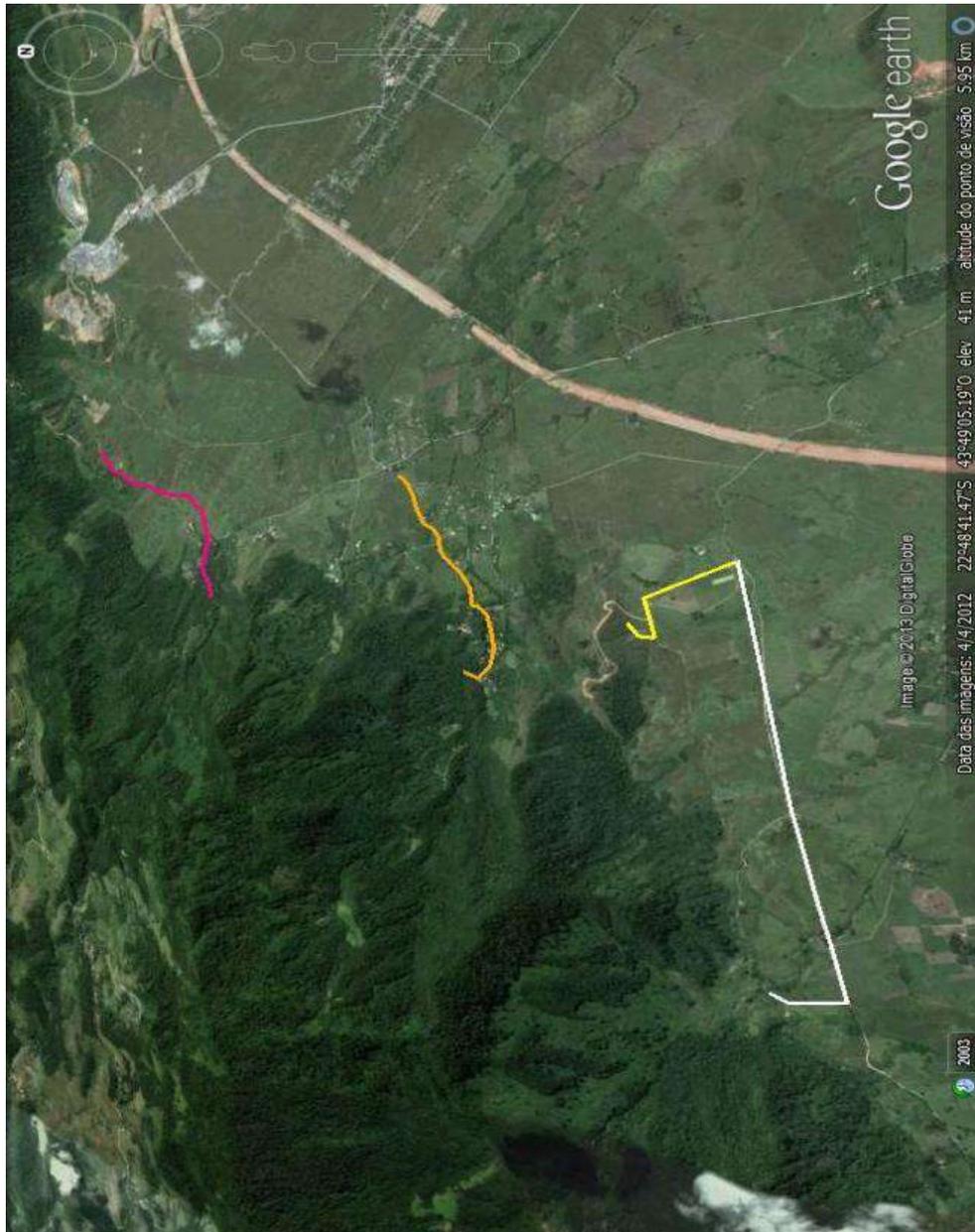
Figura 43 – Localização do perfil EF - linha branca e seu perfil de elevação



Fonte: Google Earth, 2013.

Todas as seções estão representadas na figura 44 abaixo, distando cerca de 2.000 metros uma da outra.

Figura 44 – Imagem de satélite mostrando a localização dos perfis. Perfil EF em branco, perfil Fazenda em amarelo, perfil Base em laranja e perfil AB em rosa.



Fonte: Google Earth, 2013.

A coleta de dados foi realizada em dois dias. No dia 14/05/2013 foi feita a aquisição nos perfis AB e EF com a antena 100 MHz, percorrendo aproximadamente 6.000 metros de comprimento no total (figura 45).

Figura 45 – Equipamento de GPR com antena de 100 MHz.



Fonte: A autora, 2014.

A segunda etapa de aquisição ocorreu no dia 25/06/2013 no perfil Base (em laranja na figura 41), utilizando antenas com frequência de 100 e 50 MHz, e no perfil Fazenda (em amarelo na figura 42), utilizando somente a antena de 50 Mhz (figura 46).

Figura 46 – Equipamento de GPR com antena de 50 MHz.



Fonte: A autora, 2014.

Os dados com antena de 50 MHz foram adquiridos com distância entre pontos de leitura de 01 metro, distância entre as antenas de 03 metros, e intervalo de amostragem de 0,417ns. Para a antena de 100 MHz também foi utilizada a distância de 01 metro entre os pontos de leitura, mas a distância entre as antenas foi de 01 metro e o intervalo de amostragem de 1,419ns.

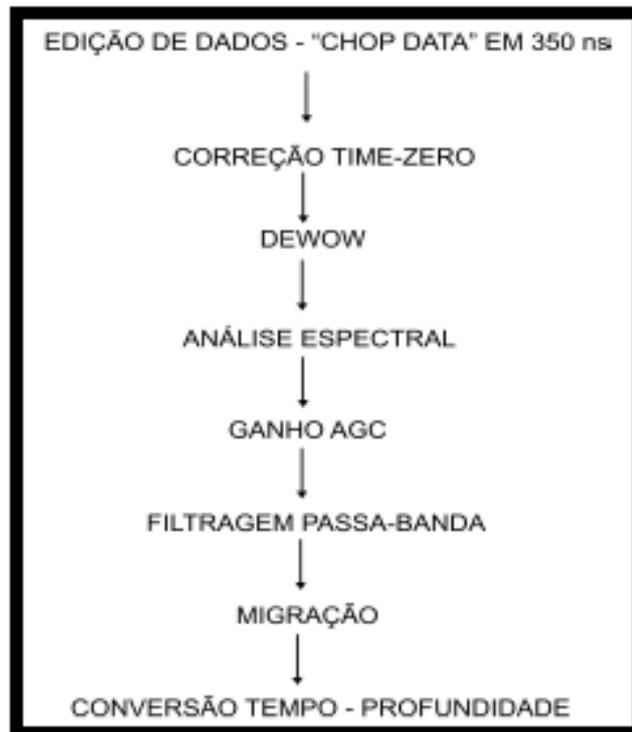
Determinação da velocidade

Para a determinação da velocidade de propagação das ondas eletromagnéticas foram utilizadas diferentes velocidades entre 0.017m/ns e 0.045m/ns com um incremento de 0.01m/ns para a migração dos dados. A velocidade de 0.045 m/ns foi a que melhor atenuou os efeitos de difração das ondas, eliminando as hipérboles sem atenuar o mergulho dos refletores.

Processamento dos dados de GPR

O Processamento consiste no conjunto de técnicas de tratamentos de sinais aplicados aos dados digitalizados, com o objetivo de torná-los adequados à interpretação visual, produzindo seções mais nítidas e com melhor resolução temporal das camadas em subsuperfície. O processamento pode ser básico ou avançado e passa pelas seguintes etapas: edição de dados, correções de time-zero, filtragem dewow, aplicações de automático ganho constante (AGC), migração, filtragem passa-banda e conversão tempo/profundidade (figura 47).

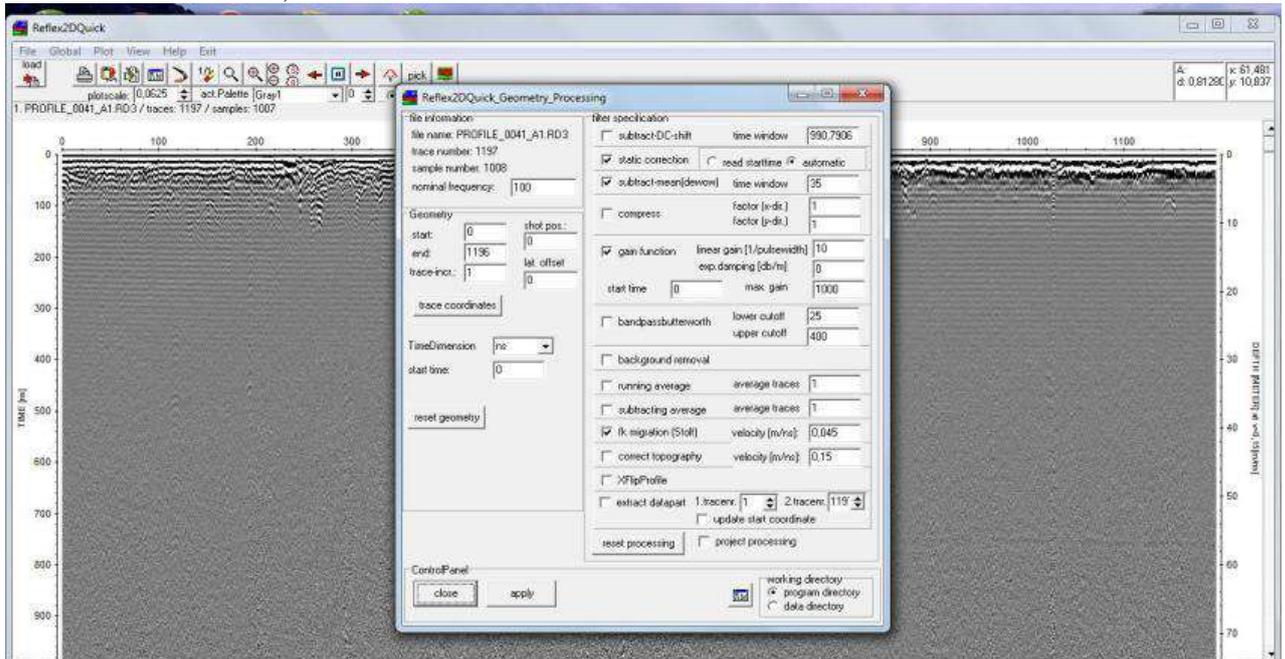
Figura 47 – Fluxograma de processamento dos dados



Fonte: A autora, 2014.

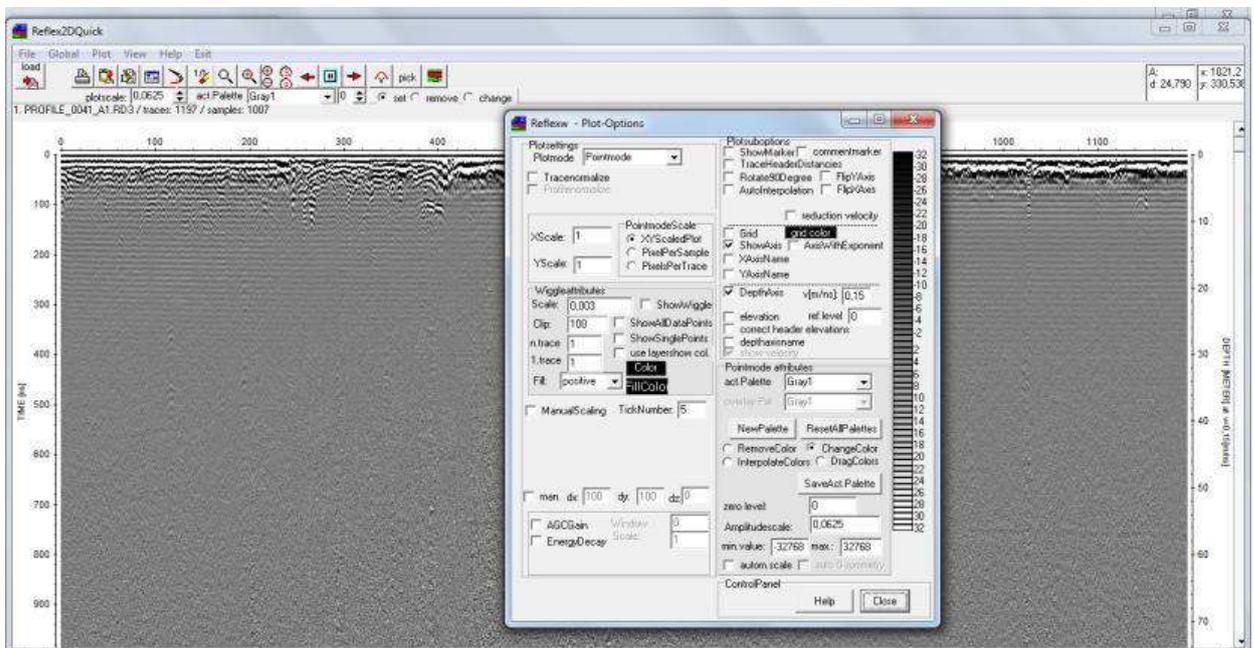
O programa utilizado no processamento foi o REFLEXW, versão 4.5 (SANDMEIER, 2008) (figuras 48 e 49).

Figura 48 – Dados carregados com a fase de processamento geométrico em primeiro plano (Programa REFLEXW).



Fonte: Sandmeier, 2008.

Figura 49 – Dados carregados com a fase de opções de plotagem em primeiro plano (Programa REFLEXW).



Fonte: Sandmeier, 2008.

A correção time-zero tem como objetivo ajustar o tempo inicial de registro ao primeiro refletor encontrado de modo que a primeira reflexão nos diferentes traços fique horizontalmente alinhada. A filtragem dewow consiste em retirar as baixas frequências

relacionadas ou a fenômenos de indução ou a limitações do alcance dinâmico do instrumento (GERLITZ et al., 1993).

Posteriormente, é adicionado ao dado um ganho AGC, pois esse tipo de ganho é apropriado quando se deseja realizar apenas um estudo estratigráfico e geométrico tendo em vista que esse ganho equaliza as amplitudes.

Na prática, ao se propagar no meio geológico, o pulso GPR sofre atenuação por efeitos de absorção e dispersão. Esses efeitos se manifestam no radargrama principalmente como perda de resolução com profundidade. Em consequência, o espectro de amplitudes diminui e ocorre um deslocamento da frequência central na direção das componentes de mais baixa frequência, gerando um desbalanceamento do espectro (XAVIER, 2004). A atenuação do pulso GPR é mais pronunciada nas componentes de alta frequência (ANNAN, 1996). Portanto, o balanceamento espectral corrige os efeitos da atenuação de forma seletiva, por faixas de frequências.

A migração é uma etapa importante no processamento de dados GPR, pois permite construir uma imagem mais fiel da subsuperfície. Porém, em geral, essa etapa adiciona ruído aos dados, devendo-se então realizar diferentes testes de velocidade para se obter o melhor resultado possível.

A filtragem passa-banda é um filtro espacial e tem como finalidade enfatizar eventos inclinados (Passa-Alta) e enfatizar eventos horizontalmente estratificados (Passa-Baixa), aprimorando assim a visualização do radargrama. Por fim, a conversão tempo-profundidade visa transformar os radargrama plotados em função do tempo, para profundidade, de modo a facilitar a interpretação das estruturas observadas.

6.3 Magnetometria Terrestre

Coleta de dados

Os perfis de magnetometria terrestre foram realizados nas proximidades da serra do Mazomba, na parte interna da bacia da baía de Sepetiba, no município de Itaguaí/RJ (figuras 50, 51 e 52).

Figura 50 – Imagem de satélite mostrando a localização dos perfis de MAG.



Legenda: Perfil EF em branco, perfil Fazenda em amarelo, perfil Base em laranja e perfil AB em rosa.
Fonte: Google Earth, 2013.

Figura 51 – Magnetômetro base para a correção diurna, instalado na linha do perfil AB laranja (vide figura 36).



Fonte: A autora, 2014.

Figura 52 – Magnetômetro móvel no perfil E-F (linha branca, vide figura 48).



Fonte: A autora, 2014.

O levantamento de MAG foi efetuado em três dias de campo, sendo dois perfis no dia 29/06/2013, um perfil no dia 30/06/2013 (o mais longo, com mais de 2.500 metros de comprimento) e o último perfil no dia 07/07/2013, percorrendo cerca de 6.500 metros no total. O aparelho utilizado foi o Magnetômetro GSM-19 do tipo Overhauser (figura 53).

Figura 53 – Aparelho utilizado na aquisição dos dados de magnetometria.



Fonte: Gemsys, 2014.

As medidas da componente total do campo geomagnético foram efetuadas com dois magnetômetros, cuja sensibilidade é de 0,1 nT (10^{-10} Tesla), sendo um móvel e o outro servindo como base. Foram obtidas um total de 751 medidas ao longo de todos os 04 perfis. A remoção das variações temporais do campo geomagnético e a monitoração da variação diurna do campo geomagnético foi efetuada numa base fixa onde uma leitura era feita a cada 10 segundos.

A remoção da variação temporal do campo foi efetuada subtraindo-se as variações do campo na base referidas a um campo de referência. Para a base do dia 29/06/2013, o valor do campo de referência foi de 23254.82 nT, no dia 30/06/2013, o valor foi de 23296.35 nT, e no dia 07/07/2013 o valor foi de 23295.55 nT, correspondentes à primeira leitura na base que coincidiu com o início das medidas ao longo do perfil.

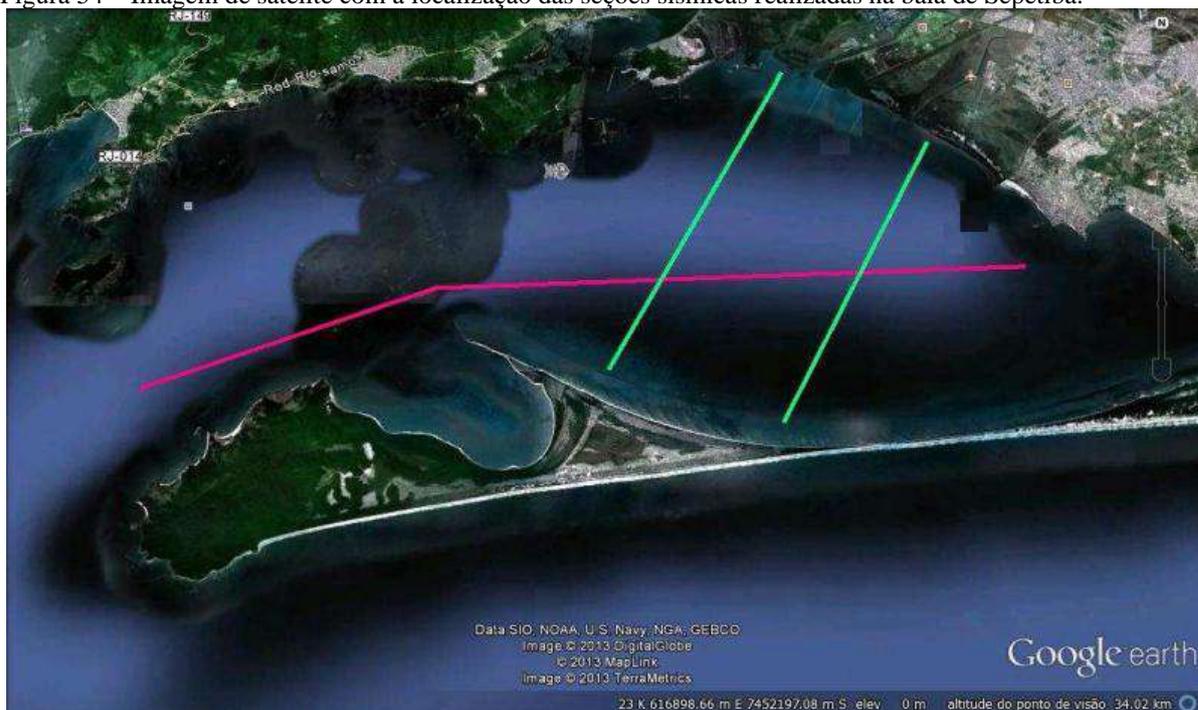
Foi utilizado o programa Oasis Montaj da Geosoft, com o objetivo de realizar as correções nestes intervalos. Depois de obtidos os valores da correção diurnal, foram produzidos os mapas de campo magnético corrigido, do sinal analítico e da primeira derivada. Após a etapa de correções, foram geradas as imagens de perfil corrigido, de sinal analítico, da primeira derivada para todas as seções. Por fim, foi realizado a modelagem geológica com os dados utilizando o programa GMSys da Geosoft.

6.4 Sísmica

Aquisição sísmica

Os levantamentos batimétrico e sísmico foram realizados no mês de julho de 2013 na baía de Sepetiba/RJ, em linhas pré-determinadas, sendo uma no sentido aproximado Leste-Oeste (cor rosa), desde o limite oeste da Ilha da Marambaia até onde foi possível navegar com segurança na parte leste da baía e duas linhas no sentido nordeste-sudoeste (cor verde) desde o continente até a restinga da Marambaia (figura 54).

Figura 54 – Imagem de satélite com a localização das seções sísmicas realizadas na baía de Sepetiba.



Fonte: Google Earth, 2013.

De acordo com a figura acima, a linha rosa tem 31,9 km de extensão, enquanto as duas linhas verdes apresentam juntas 26,3 km. Os levantamentos foram realizados na projeção plana UTM e referenciados ao Datum WGS-84 e ao meridiano central de 045° W.

Equipamentos

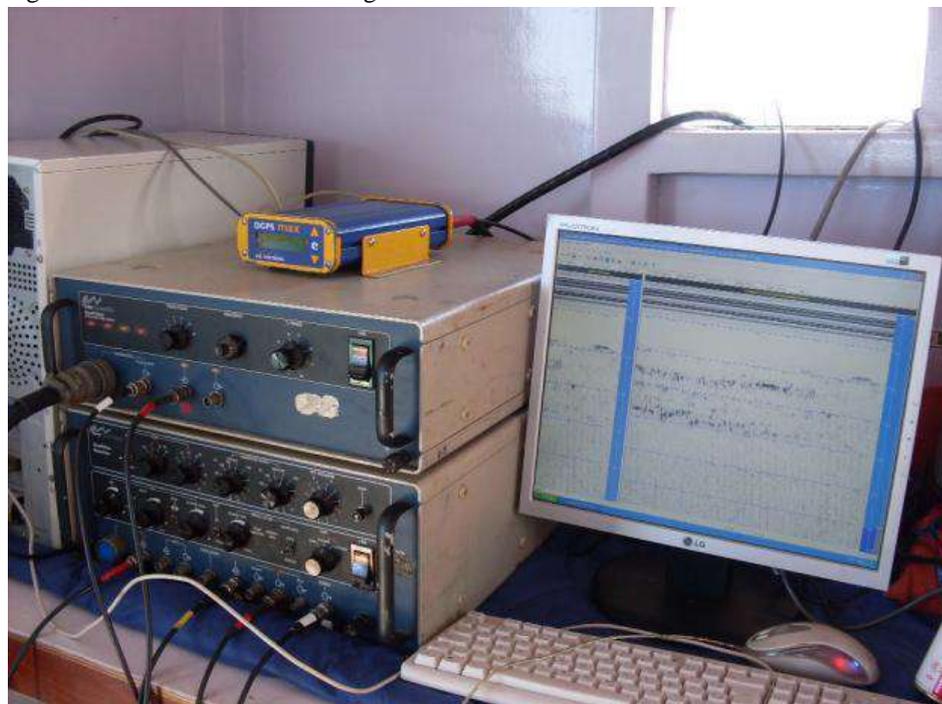
Para o posicionamento da embarcação que atuou nas diversas atividades, foi utilizado o DGPS MAX da CSI Wireless, que é um sistema GPS diferencial integrado que fornece exatidão posicional adequada para levantamentos e posicionamento de elevada precisão (figuras 55 e 56).

Figura 55 – Foto da antena de GPS instalada na embarcação.



Fonte: A autora, 2014.

Figura 56 – Foto do sistema de registro sísmico dos dados durante o levantamento.



Fonte: A autora, 2014.

Para obtenção das profundidades foi utilizado o ecobatímetro Odom Hydrotrac, digital e analógico, com capacidade de operação até a profundidade de 160 metros, com precisão de 0,5% da profundidade e resolução de 10 centímetros (figura 57).

Figura 57 – Foto do ecobatímetro Hydrotrac.



Fonte: A autora, 2014.

Antes de se iniciar cada dia de trabalho e ao término do mesmo, o ecobatímetro é aferido em sua velocidade de transmissão, para as condições locais de salinidade e temperatura da água, através de comparação a uma distância medida sobre uma placa metálica arriada abaixo do transdutor por cabo de aço graduado em metros.

Para obtenção das seções sísmicas foi utilizado o equipamento Geopulse Profiler Geoacoustic, com frequência variável de 2,0 a 12,0 KHz, modelo 5430A, com software de aquisição Sonar WIZ da Cheasapeak (figura 58).

Figura 58 – Foto do equipamento Geopulse Profiler Geoacoustic utilizado na aquisição



Fonte: A autora, 2014.

A fonte sísmica empregada no trabalho foi a ressonante paramétrica com frequência de 3,5 KHz. Transdutores acústicos que se utilizam do princípio paramétrico produzem sinais de baixa frequência através da emissão de dois sinais simultâneos de frequências ligeiramente diferentes. A interferência entre os dois sinais gera uma frequência secundária, igual à diferença entre elas. Nesse estudo utilizou-se frequências de 18 e 21,5 KHz resultando na frequência de 3,5 KHz.

Os dados sísmicos brutos foram pós-processados para criar arquivos SEG-Y ou XTF. As profundidades dos perfis têm uma velocidade acústica aplicada de 1500 metros por segundo na conversão de tempo para distância.

Embarcação

Para a realização do levantamento, foi usado uma embarcação locada próximo à área dos levantamentos, e a qual estava de acordo com as normas e padrões da Marinha do Brasil (figura 59).

Figura 59 – Foto parcial da embarcação utilizada.



Fonte: A autora, 2014.

Nível de referência das profundidades

Para referenciar as profundidades obtidas a um mesmo nível, foram utilizadas as informações das variações do nível da maré obtidas através de leitura de régua na estação maregráfica do Porto de Itaguaí.

As profundidades foram referidas ao Nível de Redução (NR), adotado pelo Centro de Hidrografia da Marinha para a área de levantamento. Os dados de leitura foram verificados, referenciados ao NR adotado e inseridos no software de processamento.

Processamento

Os dados obtidos no período de levantamento batimétrico foram processados pela empresa GeoCartografia Ltda., onde as linhas de posicionamento e os dados digitais do ecobatímetro foram verificados, analisados e processados em software “Hypack” da Coastal Oceanographics.

Interpretação

A etapa de interpretação das linhas sísmicas foi realizada através do programa SonarWiz 5.0 da Chesapeake Technology. As imagens foram submetidas a um filtro digital do programa e logo em seguida foram carregadas, dando início a interpretação geológica propriamente dita. Com o programa SonarWiz foi possível determinar a espessura mínima do pacote sedimentar, as formas de leito e algumas feições estruturais.

A interpretação estratigráfica teve como preceitos o uso da estratigrafia de sequências, sintetizados em Catuneanu (2006). Assim, foi possível estabelecer uma correlação entre as superfícies e unidades estratigráficas identificadas e interpretadas.

7. RESULTADOS E DISCUSSÕES

7.1 Difractometria de Raios-X

A difratometria de Raios-X foi uma técnica utilizada para qualificar as argilas coletadas em subsuperfície em cordões arenosos localizados na planície costeira da baía de Sepetiba, com o intuito de caracterizar o paleoambiente onde esses litossomas foram formados. Os resultados relacionados à composição mineralógica da fração argila são apresentados na tabela 6 abaixo.

Tabela 6 - Resultados da difração de raios-X

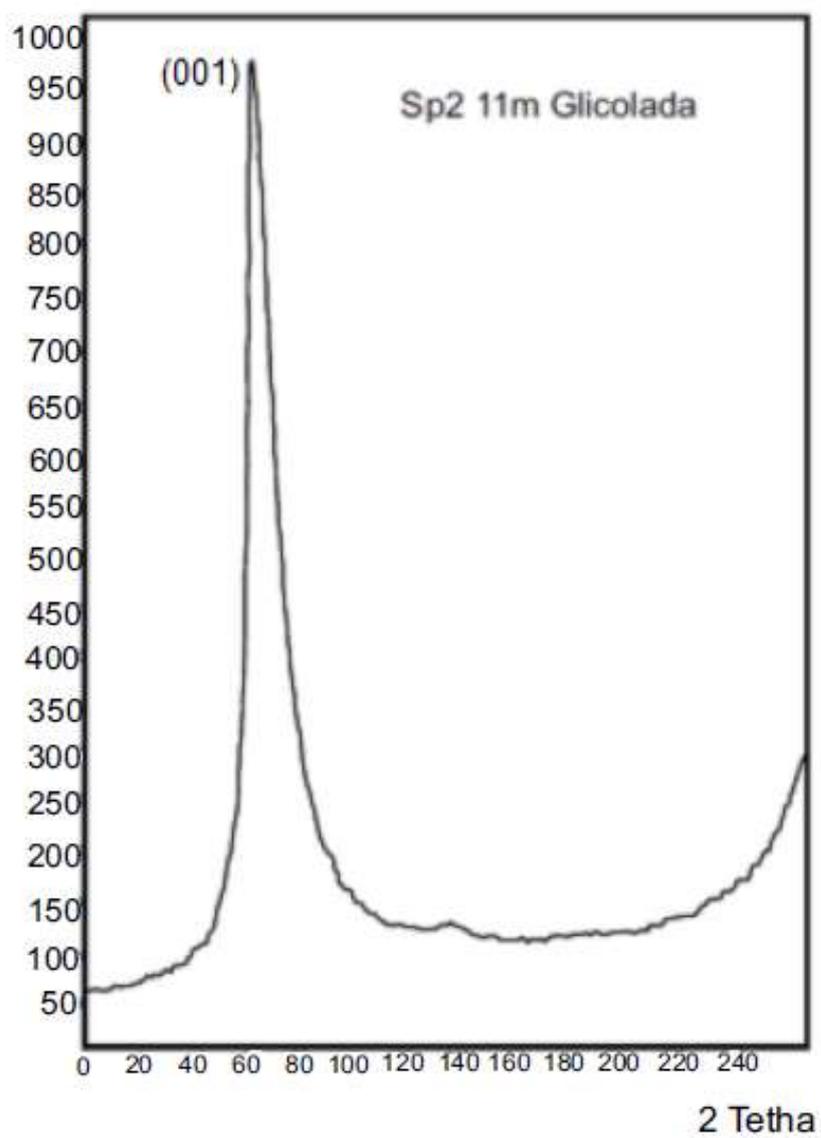
Amostra	Mineralogia				
	Caulinita	Ilita	Esmectita	I-S	Goethita
SP2/Cordão A/3m	Predomínio	presença	-	-	presença
SP2/Cordão A/6m	Predomínio	presença	-	-	traços
SP2/Cordão A/7m	Predomínio	presença	-	-	presença
SP2/Cordão A/9m	Predomínio	presença	-	-	presença
SP2/Cordão A/11m	Predomínio	traços	-	-	traços
SP2/Cordão A/12m	Predomínio	traços	-	-	-
SP2/Cordão A/13m	Predomínio	traços	-	-	traços
SP2/Cordão A/14m	Predomínio	presença	-	-	presença
SP2/Cordão A/15m	Predomínio	traços	-	-	traços
SP2/Cordão A/16m	Predomínio	traços	-	-	traços
SP2/Cordão A/17m	Predomínio	-	-	-	-
SP2/Cordão A/18m	Predomínio	-	-	-	-
SP2/Cordão A/19m	Predomínio	traços	-	-	-
SP3/Intercordão/2m	Predomínio	traços	-	-	presença
SP3/Intercordão/2,45-2,90m	Predomínio	traços	-	-	-
SP3/Intercordão/10-11m	Predomínio	presença	-	traços	traços
SP3/Intercordão/13-14m	Predomínio	presença	traços	-	traços
SP3/Intercordão/14-15m	Predomínio	presença	traços	-	-
SP3/Intercordão/17m	Predomínio	presença	traços	-	-
SP3/Intercordão/18-18,58m	Predomínio	presença	traços	-	-
SP4/Cordão B/1.80-2m	Predomínio	traços	-	-	presença
SP4/Cordão B/2.0-3.0m	Predomínio	-	-	-	traços
SP4/Cordão B/3.0-4.0m	Predomínio	traços	-	-	traços
SP4/Cordão B/4.0-4.5m	Predomínio	traços	-	-	-
SP4/Cordão B/4.5-5.0m	Predomínio	traços	-	-	traços
SP4/Cordão B/5.0m	Predomínio	traços	-	-	-
SP4/Cordão B/7.0m	Predomínio	traços	-	-	-

Fonte: A autora, 2014.

De acordo com os difratogramas obtidos nas amostras, sem tratamento prévio, foram inicialmente identificadas a presença predominante de caulinita, presença de illita, esmectita e traços de goethita. Como os difratogramas apresentaram bastante similaridade entre si, foi selecionada 01 amostra mais representativa de cada perfil, através de seus picos característicos para tratamento e posterior identificação mineralógica. Os difratogramas da amostra SP2/cordão A (11,00m) (figuras 60, 61 e 62), SP3/intercordão (16,00-17,00m) (figuras 63, 64, 65), e SP4/cordão B (6,00m) (figuras 66, 67 e 68) foram escolhidos por resumirem as principais características mineralógicas.

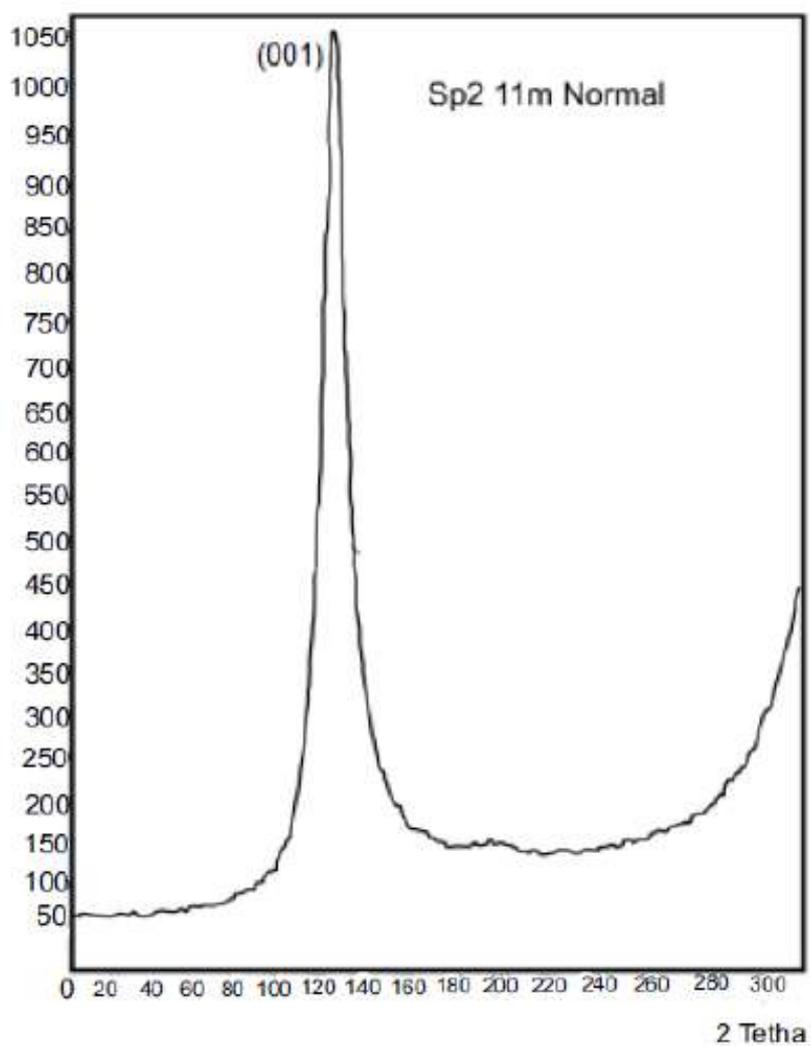
A caulinita apresentou seus picos principais hkl (001) e (002) a 7,1379 e 3,5758Å respectivamente, mantendo esses valores após tratamentos de saturação com magnésio e solvatação com etilenoglicol, saturação com potássio e aquecimentos a 110 °C e 350 °C, desaparecendo após aquecimento a 550 °C. Aparentemente, a caulinita encontra-se bem cristalizada, pois apresenta picos de grande intensidade, e foi identificada como principal constituinte em todas as amostras. Como minerais acessórios foram observados a presença de illita, esmectita e traços de goethita.

Figura 60 – Difratoograma SP2 - amostra a 11 metros de profundidade - normal.



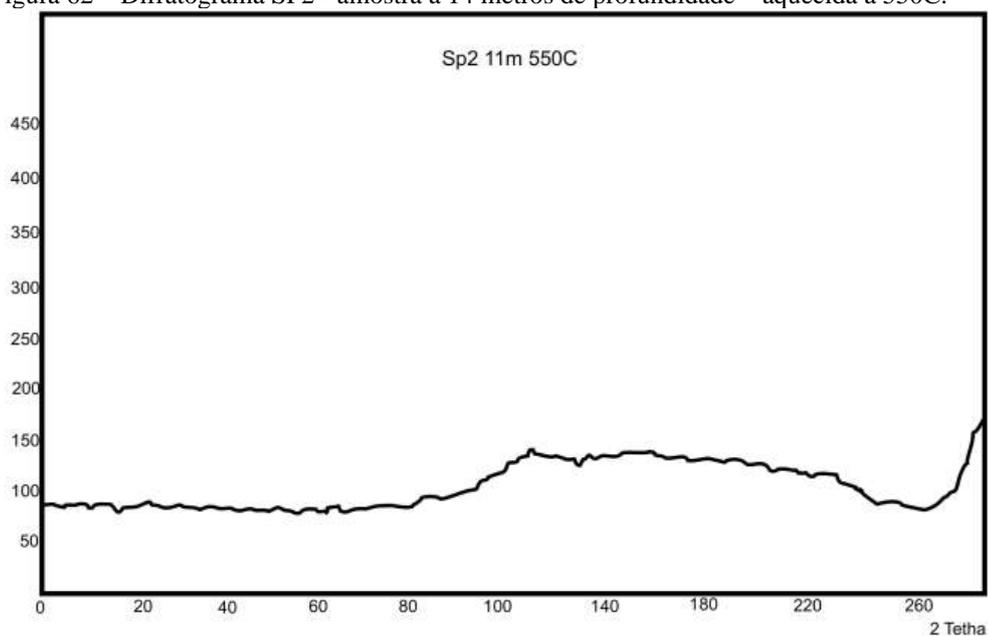
Fonte: A autora, 2014.

Figura 61 – Difratoograma SP2 - amostra a 14 metros de profundidade - glicolada.



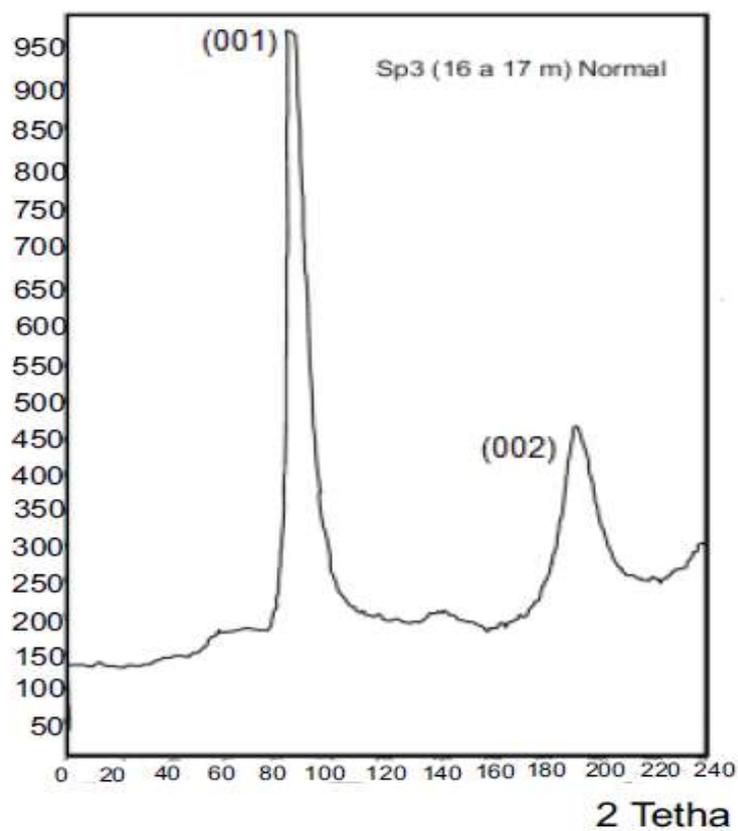
Fonte: A autora, 2014.

Figura 62 – Difratoograma SP2 - amostra a 14 metros de profundidade – aquecida a 550C.



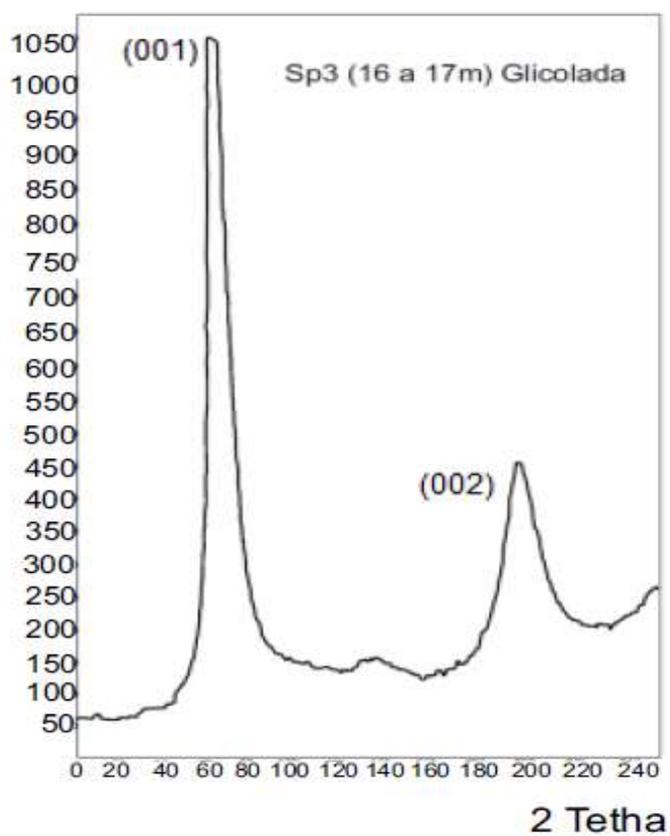
Fonte: A autora, 2014.

Figura 63 – Difratoograma SP3 - amostra entre 16 e 17 metros de profundidade - normal.



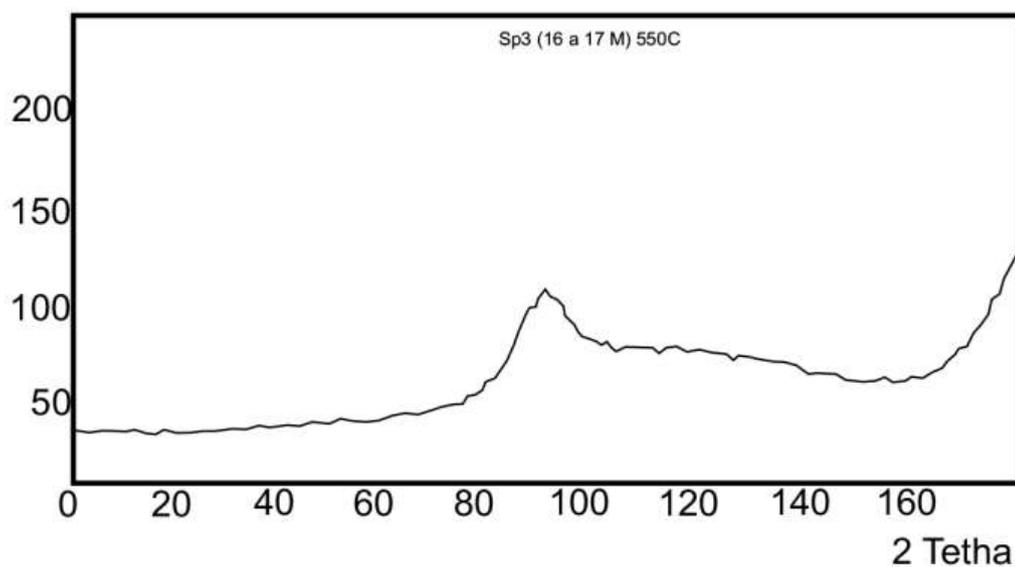
Fonte: A autora, 2014.

Figura 64 – Difratoograma SP3 - amostra entre 16 e 17 metros de profundidade - glicolada.



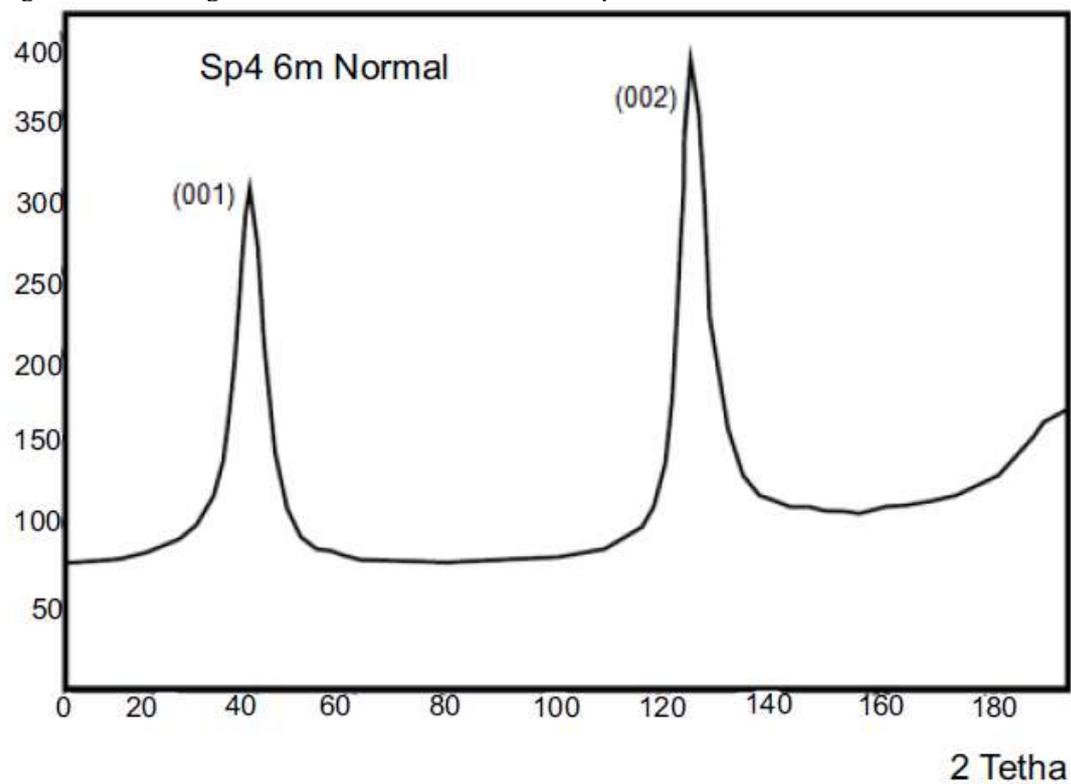
Fonte: A autora, 2014.

Figura 65 – Difratoograma SP3 - amostra entre 16 e 17 metros de profundidade – aquecida a 550C.



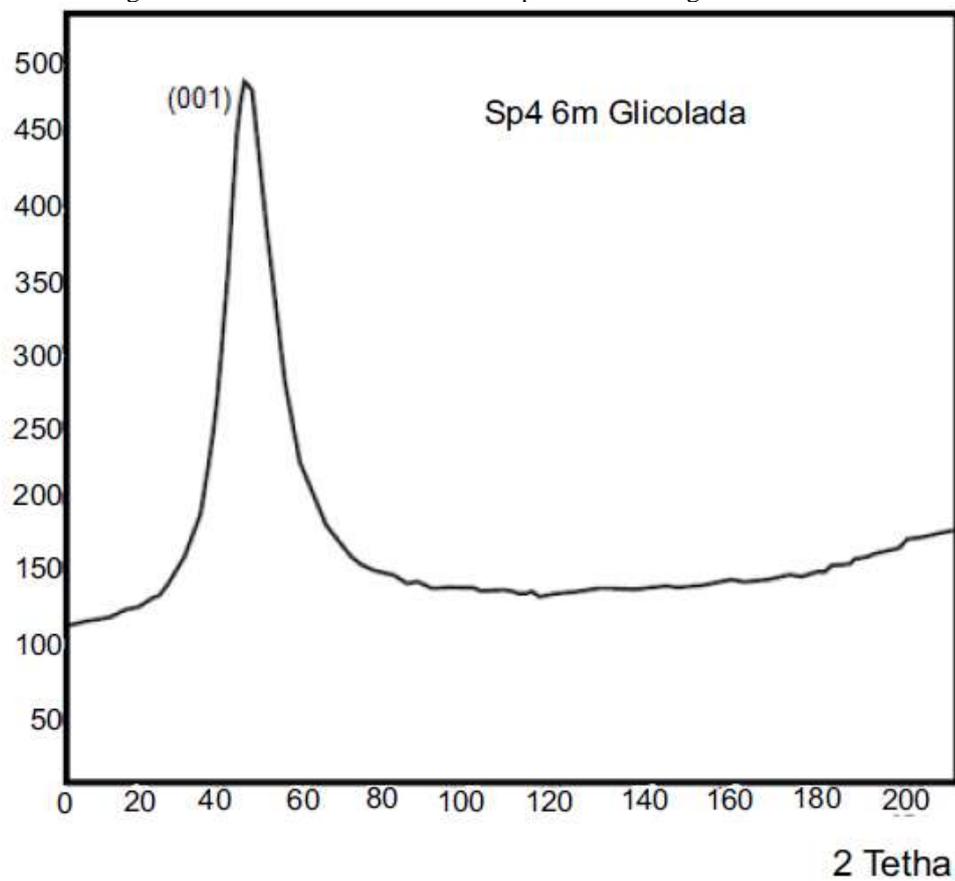
Fonte: A autora, 2014.

Figura 66 – Difratoograma SP4 - amostra a 06 metros de profundidade - normal.



Fonte: A autora, 2014.

Figura 67 – Difratoograma SP4 - amostra a 06 metros de profundidade - glicolada.



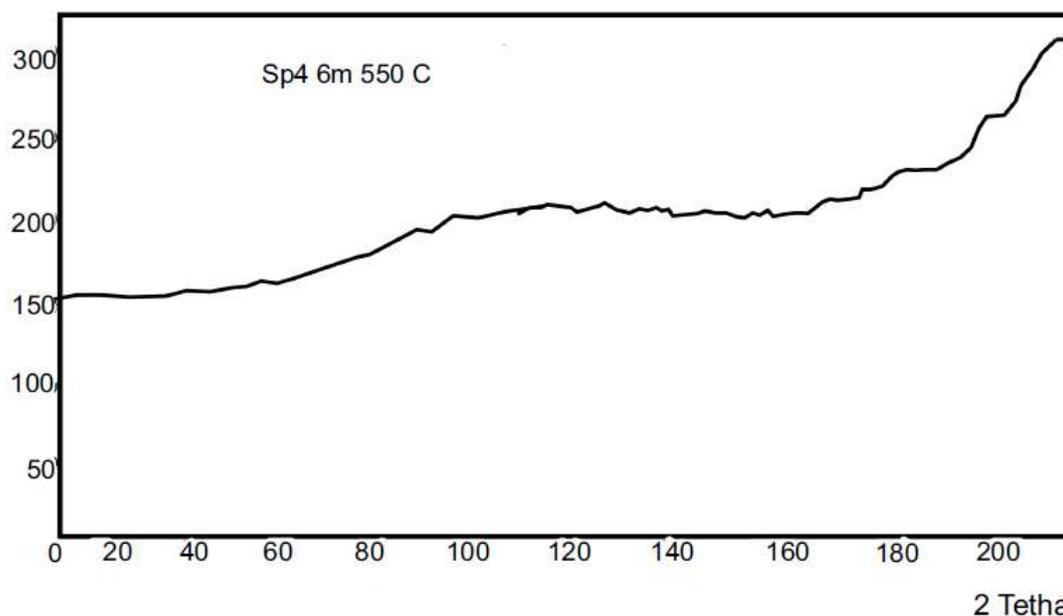
Fonte:

A

autora,

2014.

Figura 68 – Difratoograma SP4 - amostra a 06 metros de profundidade- aquecida a 550C



Fonte: A autora, 2014.

Foi realizado o agrupamento dos diferentes argilominerais encontrados e com isso interpretou-se o paleoambiente da planície costeira da baía de Sepetiba. Mas para tal, se fez necessário investigar os aspectos que envolvem sua origem, sua possível permanência ou mudanças das condições a que foram submetidos.

A predominância do argilomineral caulinita no sistema sugeriu que o material tem área-fonte predominantemente continental, e com atuação de intemperismo químico. A ocorrência das águas fluviais/pluviais na área do estudo ocasionou o transporte das argilas e a diagênese das mesmas até se tornarem estruturalmente bem cristalizadas, como é o caso da caulinita.

Com base nas análises mineralógicas realizadas e na literatura existente verificou-se que a associação dos argilominerais caulinita, ilita e esmectita alternadas nas camadas estudadas no cordão A e no intercordão indica condições rasas de soterramento e baixas temperaturas de diagênese. Esse tipo de associação também nos indica que o clima era quente e em meio lacustre.

O surgimento do argilomineral ilita nos cordões A e intercordão pode ser explicado pela diagênese e pela conversão esmectita-ilita. Outro ponto observado é a baixa presença de esmectita ocorrendo somente no intercordão, entre 13 e 18,58 metros de profundidade. Provavelmente esse fato é explicado devido a compactação e absorção do potássio e magnésio provocado pelo aumento de profundidade causando assim a redução desse argilomineral,

corroborado também pela localização em um ambiente restrito (intercordão), onde sugere-se ser um paleoambiente lacustre restrito.

Em termos paleoambientais, entende-se que o sistema cordão A, o intercordão e o cordão B faz parte de um sistema fluvio-deltáico com influência marinha pela atuação de retrabalhamento dos sedimentos da planície costeira, onde preteritamente havia uma drenagem à qual desembocava na baía de Sepetiba.

7.2 GPR - Ground Penetrating Radar

Com o objetivo de investigar as camadas do pacote sedimentar em subsuperfície localizadas na parte continental da bacia da baía de Sepetiba, utilizou-se nessa pesquisa o método qualitativo de interpretação. Esse método visa determinar informações sobre estruturas e a estratigrafia do subsolo.

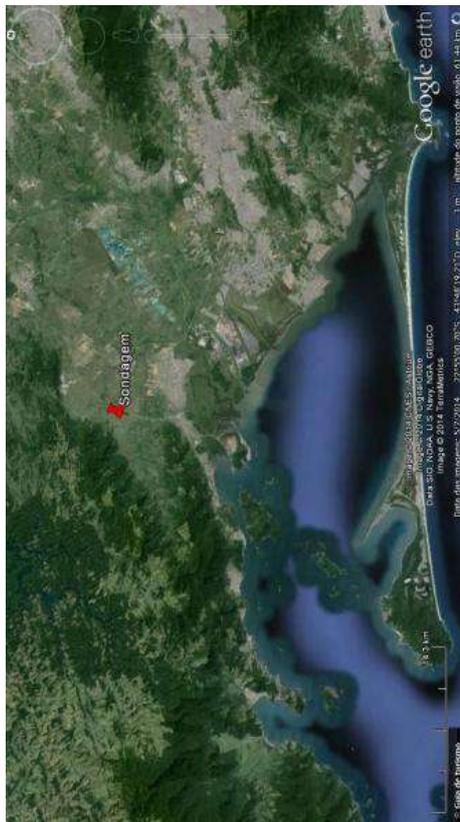
Para corroborar com a interpretação, utilizaram-se informações de uma sondagem geomecânica realizada pela empresa Tecnosolo Ltda. para as obras da rodovia do Arco Metropolitano/RJ, tendo a mesma uma distância de cerca de 1 km dos perfis, auxiliando assim na correlação geológica. A seguir é mostrado o perfil de sondagem e sua localização na área de estudo (figura 69).

Figura 69 – Sondagem geomecânica (Tecnosolo) à direita, e à esquerda imagens da localização geral com os perfis.

PERFIL DE SONDAÇÃO GEOMECÂNICA		
LOCALIZAÇÃO: 747500,622500 UTM MUNICÍPIO: ITAGUAÍ/RJ		
DESCRIÇÃO	PROF. (m)	CAMADAS LITOLÓGICAS
Sedimento argiloso, marrom avermelhado	00	
Sedimento silteoso, micáceo, cinza amarelado	02	
Sedimento arenoso, cor cinza, medianamente compacto	04	
Solo residual, compacto a muito compacto	06	
	08	
	10	
	12	
	14	
	16	
	18	
	20	
	22	
	24	
	26	

Sedimento argiloso: 0 a 04 metros
 Sedimento silteoso: 04 a 7,5 metros
 Sedimento arenoso: 7,5 a 15 metros
 Solo residual: 15 a 18 metros
 Rocha sã: 18 a 26 metros
 Total perfurado 26 metros

Empresa: Tecnosolo Ltda
 Obra: Arco Metropolitano
 Ano de realização: 2007



Fonte: A autora, 2014.

De acordo com Xavier Neto (2006) as litologias e as discontinuidades são representados por variações na morfologia e no padrão das reflexões do radargrama, e as variações na litologia representam alterações nos padrões dos refletores. Assim sendo, através da análise de estratigrafias ou sequência de camadas das seções de GPR, foram identificados 03 tipos básicos de padrões de reflexões:

- a) Incoerente ou caótico: esse padrão está associado a materiais não consolidados ou desagregados;
- b) Laminado ou plano-paralelo: padrão associado a refletores horizontais contínuos. Refere-se a estruturas acamadas horizontais ou sub-horizontais características de rochas sedimentares;
- c) Hipérboles e difrações e discontinuidades laterais: padrão característico de discontinuidades geológicas (falhas, fraturas) ou objetos soterrados.

A tabela 7 abaixo mostra os padrões observados nos radargramas analisados e suas representações.

Tabela 7 – Padrões de refletores encontrados nos radargramas.

Descrição	Litologia	Representação
padrão de refletores contínuos, paralelos, às vezes pouco irregulares	areias finas, predominantemente argilosas, e lamitos	
padrão de refletores ondulados, mais ou menos contínuos, de aspecto entrecruzado, com geometria côncava para cima	areias finas a grossas, podendo ocorrer intercalações de sedimentos argilosos	

Fonte: A autora, 2014.

Conforme mencionado no capítulo sobre as metodologias, os dados de GPR foram processados através do programa ReflexW, versão 4.5, de Sandmeier (2008). Com a finalidade de se obter o melhor resultado em termos visuais, foram testados e utilizados os parâmetros apresentados na tabela 8 abaixo.

Tabela 8 – Parâmetros utilizados no processamento.

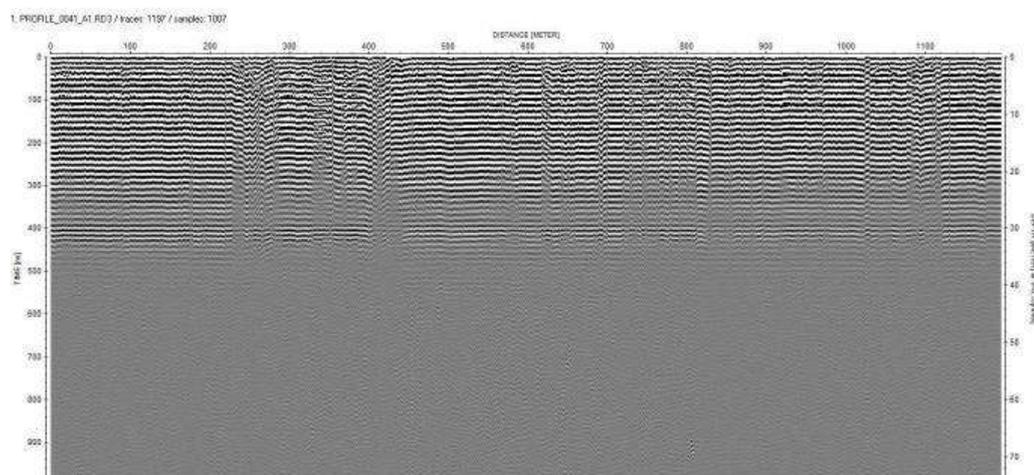
PARAMETROS DO PROCESSAMENTO DOS DADOS DE GPR						
	PERFIS					
	AB1 - 100 Mhz	AB2 - 100 Mhz	EF - 100 Mhz	FAZENDA - 50 Mhz	BASE - 100 Mhz	BASE - 50 Mhz
TIME WINDOW - dewow	750	700	900	250	110	250
GAIN FUNCTION	600	500	500	350	70	150
AGC GAIN	25	25	25	20	25	25
BAND PASS BUTTER WORTH	70/95	70/100	60/95	55/70	40/60	70/95
DEPH AXIS	0,04 m/ns	0,04 m/ns	0,04 m/ns	0,085 m/ns	0,025 m/ns	0,085 m/ns
ENERGY DECAY	2	2	2	2	2	2
EXTENSÃO DO PERFIL	1196 metros	360 metros	3000 metros	540 metros	1809 metros	1360 metros
EXTENSÃO TOTAL DOS PERFIS = 8265 metros						
* BACKGROUND REMOVAL HABILITADO EM TODOS						
* FK MIGRATION DESABILITADO EM TODOS						

Fonte: A autora, 2014.

Seguem abaixo as figuras dos perfis pré e pós-processadas e suas interpretações.

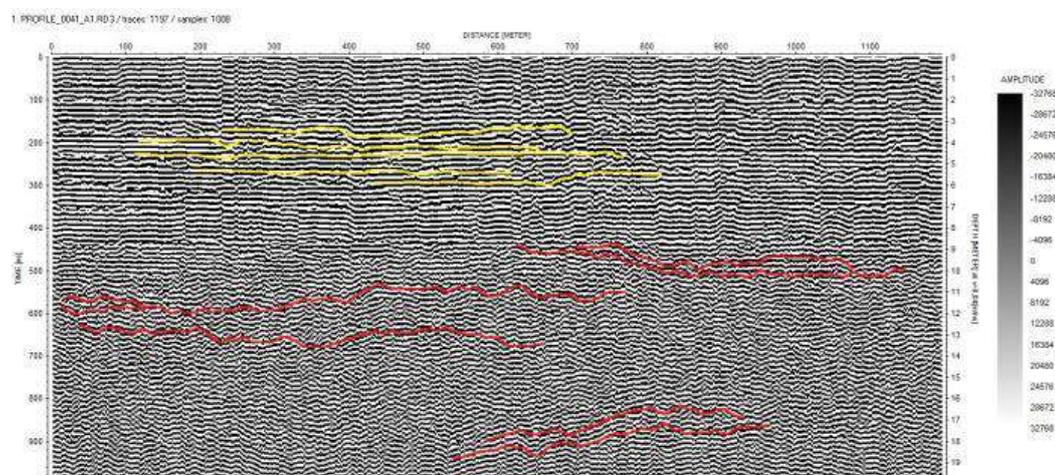
Perfil AB1 - 100 Mhz

Figura 70 – Radargrama do perfil AB1 antes do processamento.



Fonte: A autora, 2014.

Figura 71 – Radargrama do perfil AB1 interpretado.



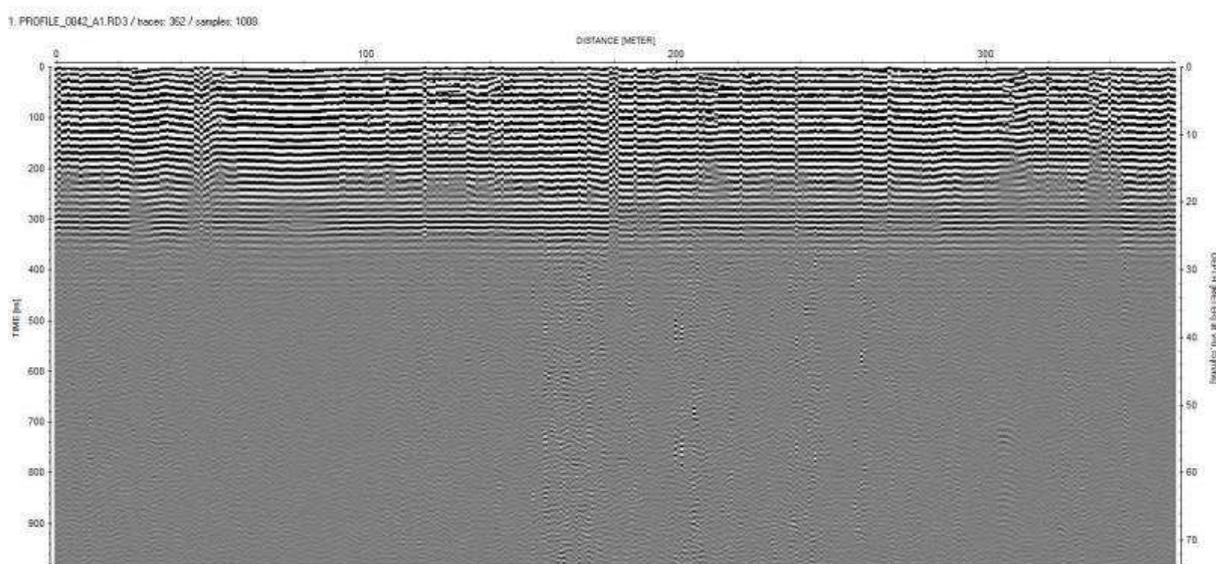
Legenda: Linhas amarelas (laminações plano-paralelas) e linhas vermelhas (estratificações onduladas a caóticas).

Fonte: A autora, 2014.

Nesse perfil foram delimitados dois tipos de refletores. Um plano-paralelo, do topo do radargrama até 08 metros de profundidade, e outro, ondulado a caótico, abaixo de 08 metros de profundidade. Através do perfil de sondagem pode-se correlacionar tais refletores com as litologias encontradas. Os refletores em amarelo são camadas argilo-siltosas, e os refletores em vermelho apresentam sedimentos arenosos.

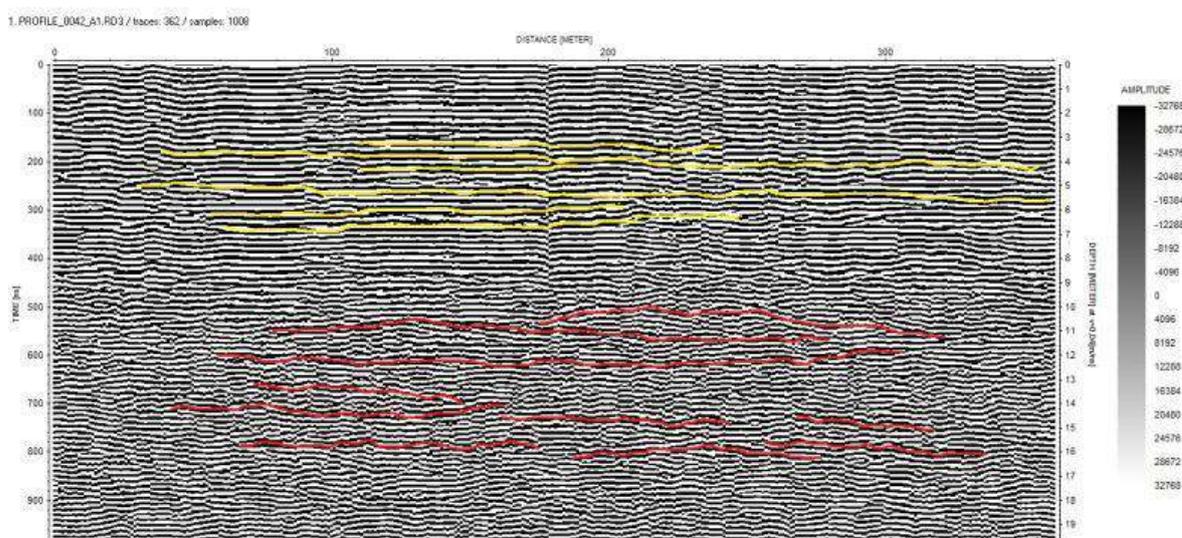
Perfil AB2 - 100 Mhz

Figura 72 – Radargrama do perfil AB2 antes do processamento.



Fonte: A autora, 2014.

Figura 73 – Radargrama do perfil AB2 interpretado.



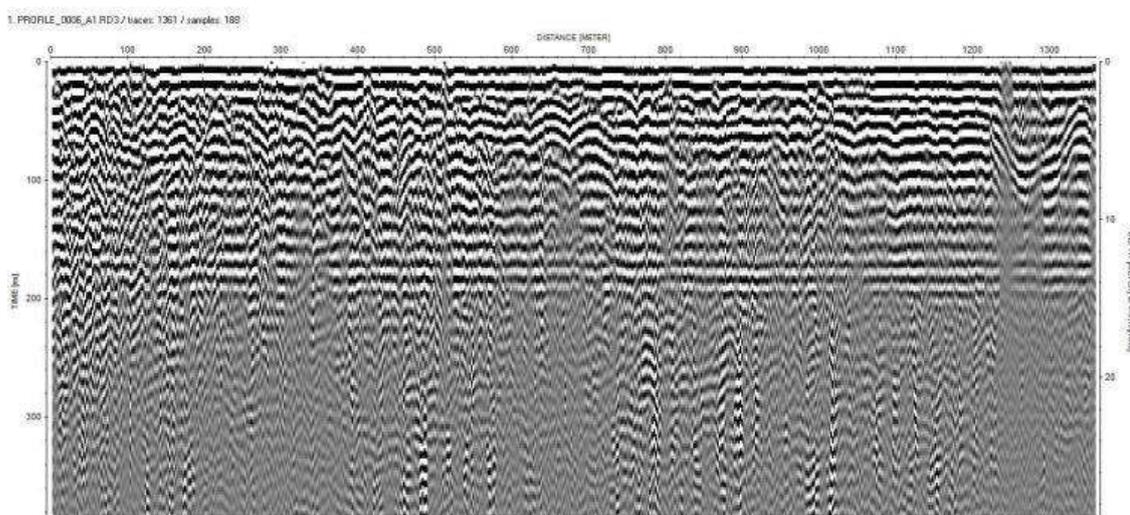
Legenda: Linhas amarelas (laminacões plano-paralelas) e linhas vermelhas (estratificacões onduladas a caóticas).

Fonte: A autora, 2014.

Esse perfil é a continuação do anterior e, sendo assim, foram identificados e delimitados os mesmos tipos de refletores do perfil anterior. Um plano-paralelo, do topo do radargrama até 08 metros de profundidade, e outro, ondulado, porém menos caótico, abaixo de 08 metros de profundidade. A mesma interpretação do perfil AB1 pode ser utilizada neste, ou seja, os refletores em amarelo são camadas argilo-siltosas, e os refletores em vermelho apresentam sedimentos arenosos.

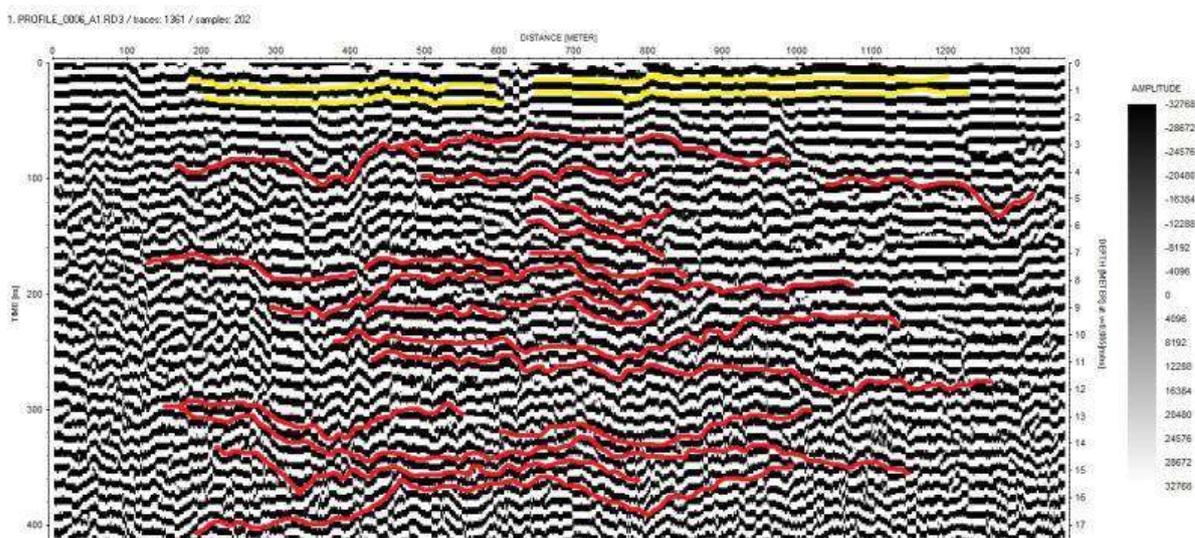
Perfil Base - 50 Mhz

Figura 74 – Radargrama do perfil Base 50 Mhz antes do processamento.



Fonte: A autora, 2014.

Figura 75 – Radargrama do perfil Base 50 interpretado.

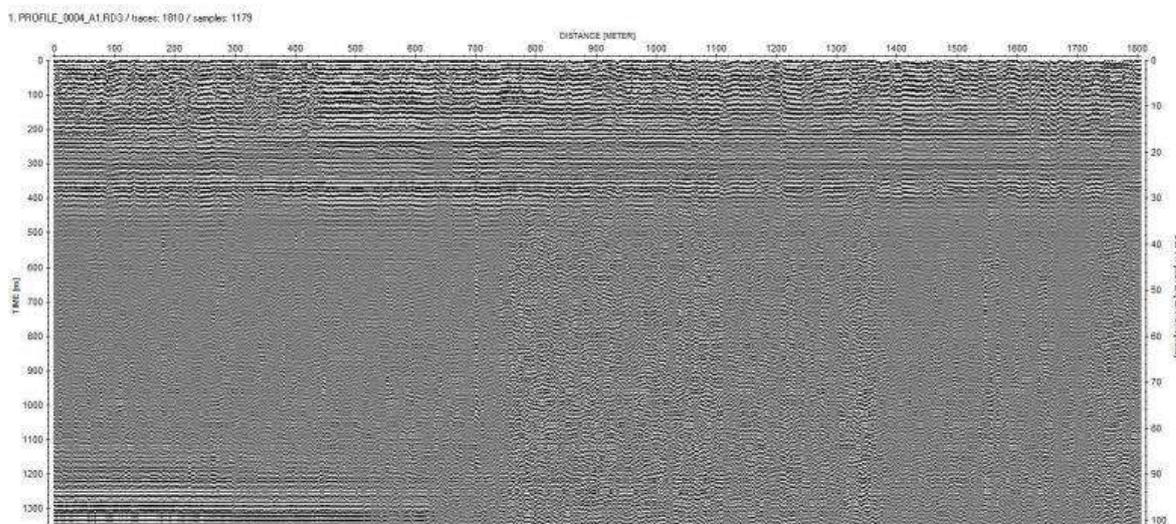


Legenda: Linhas amarelas (laminações plano-paralelas) e linhas vermelhas (estratificações onduladas a caóticas).
Fonte: A autora, 2014.

Esse perfil Base, com antena de 50 Mhz, apresentou um padrão de refletores predominantemente caóticos à ondulares a partir de 02 metros de profundidade. Foram observados também refletores plano-paralelos até 02 metros de profundidade. Correlacionando esses refletores com o perfil de sondagem pode-se dizer que em amarelo estão camadas argilo-siltosas, e em vermelho, camadas de sedimentos como cascalhos e areia.

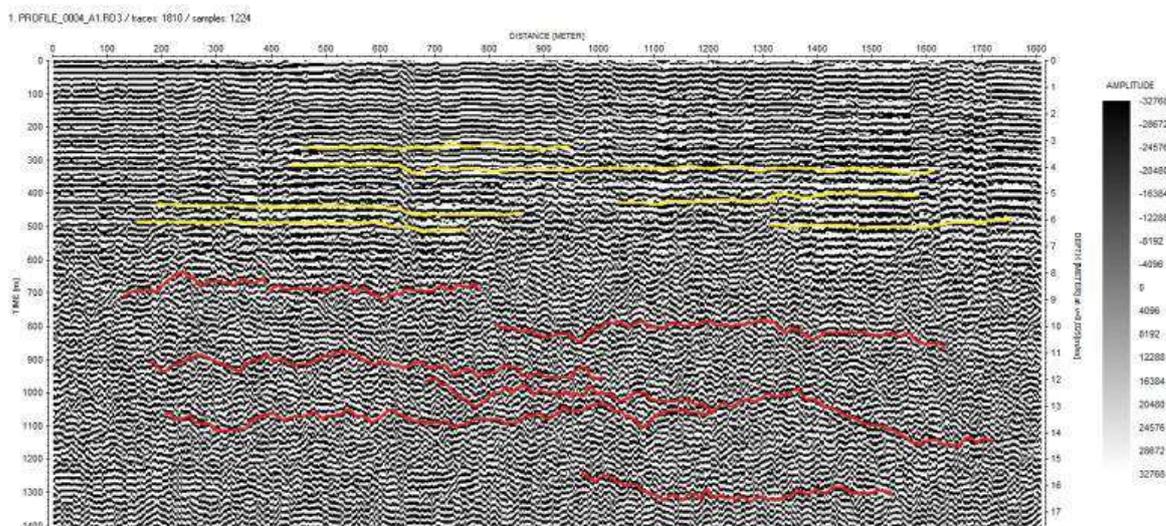
Perfil Base - 100 Mhz

Figura 76 – Radargrama do perfil Base 100 Mhz antes do processamento.



Fonte: A autora, 2014.

Figura 77 – Radargrama do perfil Base 100 interpretado.

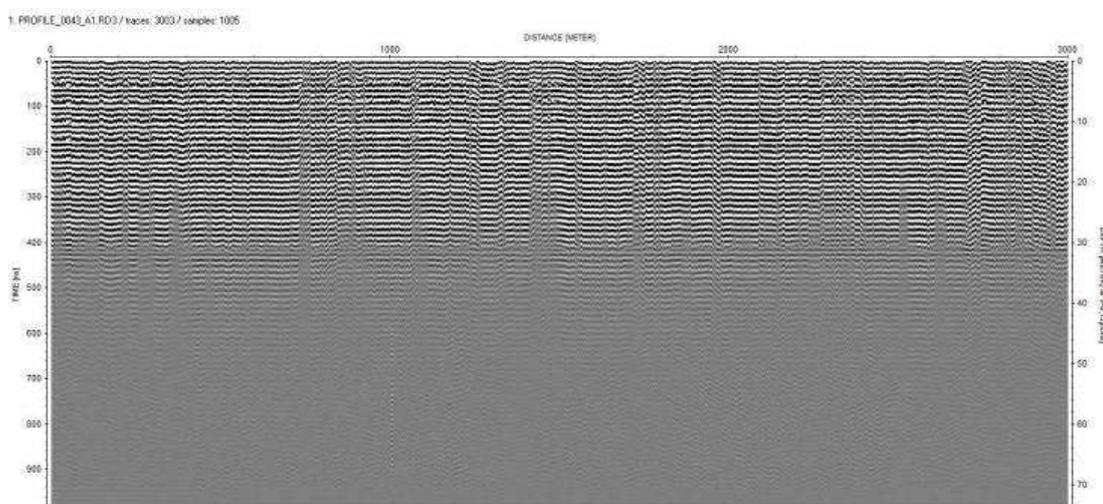


Legenda: Linhas amarelas (laminações plano-paralelas) e linhas vermelhas (estratificações onduladas a caóticas).
Fonte: A autora, 2014.

Esse perfil Base, com antena de 100 Mhz, apresentou um padrão de refletores predominantemente ondulados a partir de 06 metros de profundidade. Foram observados também refletores plano-parallel e estes acima de 06 metros de profundidade. Correlacionando esses refletores com o perfil de sondagem pode-se dizer que em amarelo estão camadas argilo-siltosas, e em vermelho, camadas de sedimentos como cascalhos e areia.

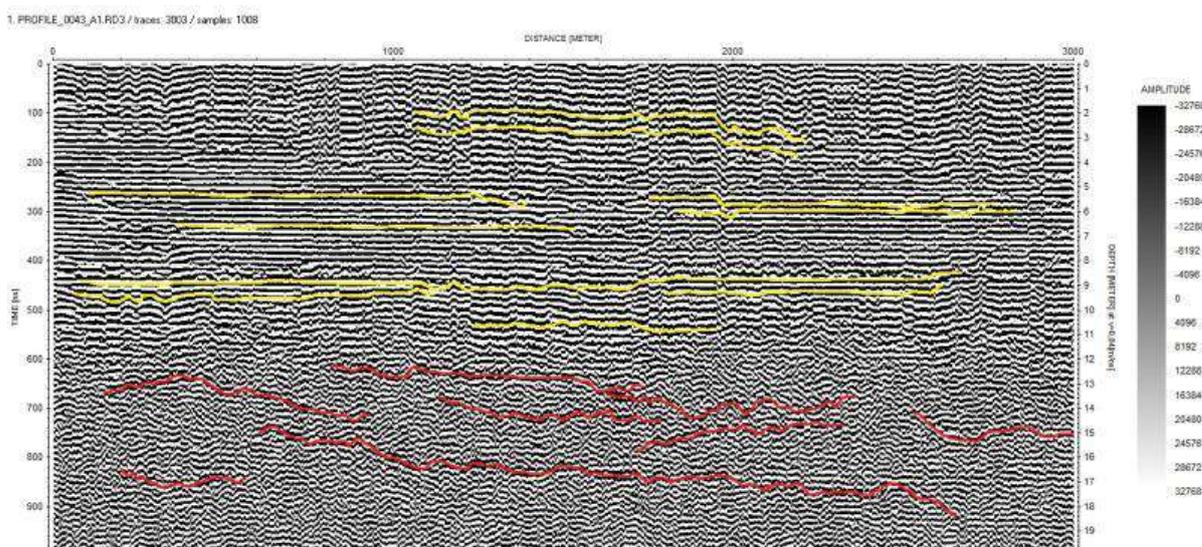
Perfil EF - 100 Mhz

Figura 78 – Radargrama do perfil EF 100 Mhz antes do processamento.



Fonte: A autora, 2014.

Figura 79 – Radargrama do perfil EF 100 interpretado.

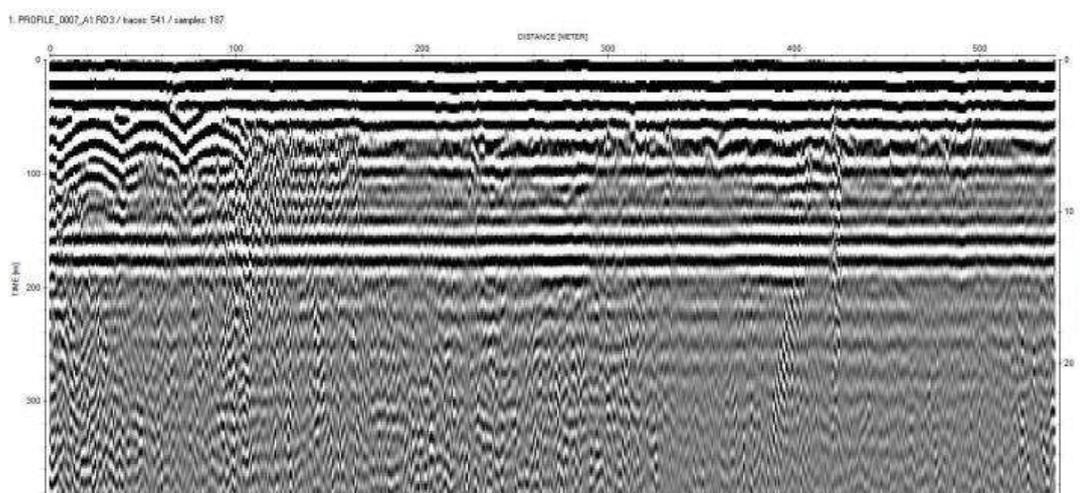


Legenda: Linhas amarelas (laminações plano-parallelas) e linhas vermelhas (estratificações onduladas a caóticas).
Fonte: A autora, 2014.

O perfil EF, com antena de 100 Mhz, apresentou um padrão geral de refletores predominantemente plano-paralelos e menos caóticos até 11 metros de profundidade. Observam-se refletores ondulares abaixo de 11 metros de profundidade. Correlacionando esses refletores com o perfil de sondagem pode-se dizer que em amarelo estão camadas argilo-siltosas, e em vermelho, camadas de sedimentos como cascalhos e areia.

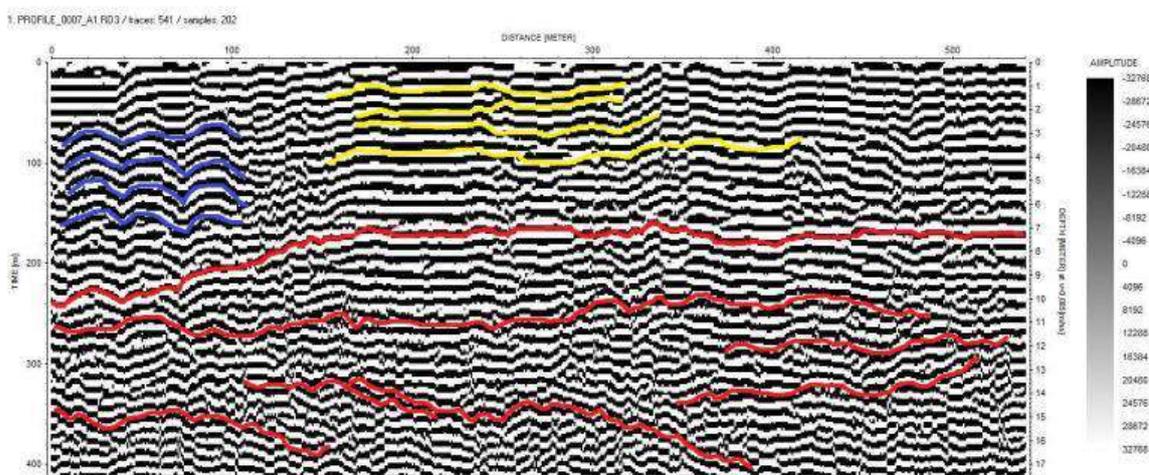
Perfil Fazenda - 50 Mhz

Figura 80 - Radargrama do perfil Fazenda 50 Mhz antes do processamento.



Fonte: A autora, 2014.

Figura 81 – Radargrama do perfil Fazenda 50 interpretado.



Legenda: Linhas amarelas (laminações plano-paralelas), linhas vermelhas (estratificações onduladas a caóticas) e linhas azuis mostram prováveis tubos enterrados.

Fonte: A autora, 2014.

O perfil Fazenda, com antena de 50 Mhz, apresentou um padrão de refletores tanto plano-paralelos quanto ondulares à caóticos. Observa-se em detalhe à esquerda do perfil a existência de hipérboles sugerindo uma possível presença de tubos enterrados. Correlacionando os outros refletores com o perfil de sondagem pode-se dizer que em amarelo estão camadas argilo-siltosas, até cerca de 6 metros de profundidade, e em vermelho, camadas de sedimentos como cascalhos e areia.

7.3 Magnetometria terrestre

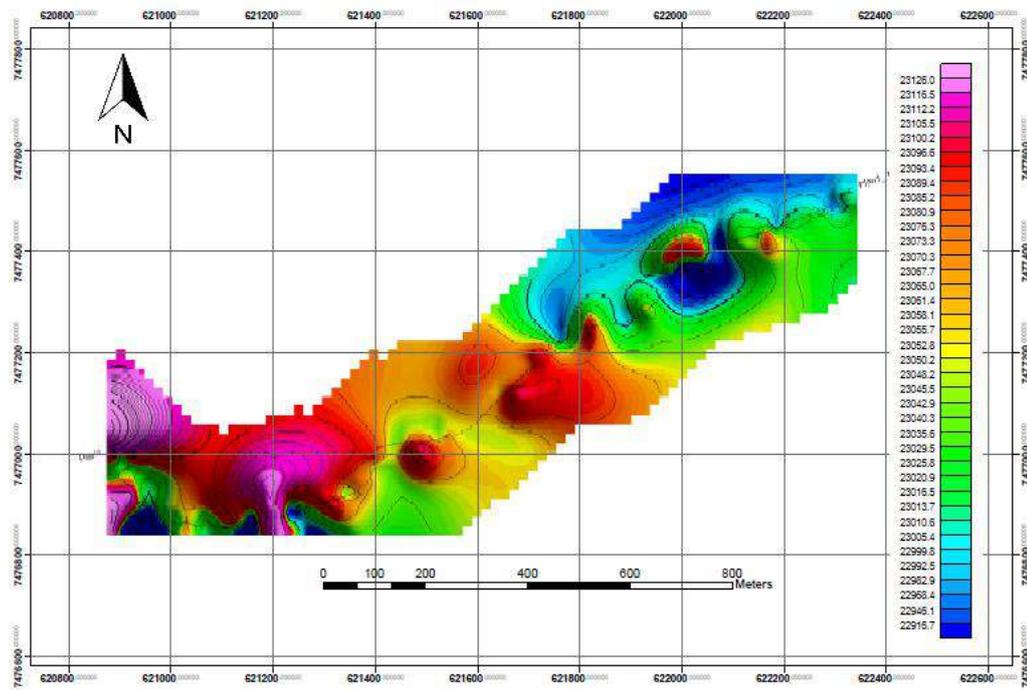
No cenário geológico as anomalias magnéticas podem estar associadas a intrusões no embasamento, de rochas plutônicas ou vulcânicas, a fraturas e desnível de blocos crustais, por falhas ou simples ondulações do embasamento. A “transparência” magnética dos sedimentos na bacia permite associar as anomalias magnéticas à geometria do embasamento. As anomalias magnéticas resultam da quantidade e distribuição espacial de minerais ferrimagnéticos nas rochas, a exemplo da magnetita, hematita e pirrotita, substâncias que são fortemente magnetizadas quando submetidas ao campo magnético externo.

Assim sendo, a análise dos resultados obtidos nesse trabalho levou em conta a distribuição dos pontos do levantamento que, devido a restrições de acesso, é irregular em alguns perfis. Após a correção do campo magnético, foram gerados os mapas do campo magnético total, do sinal analítico e da primeira derivada para cada seção (figuras 82 a 90). Nessa etapa foram processados o perfil Base, Fazenda e EF sendo posteriormente modelados. O processamento dos dados de magnetometria terrestre seguiram um cronograma de execução de acordo com o Oasis Montaj 7.1 e GMSys ambos do programa Geosoft. Na geração dos grids foram usados os menus MAGMAP-step filtering, Map Tools, Grid and Image e Coordinates.

Para melhor entendimento, é importante relatar que os mapas de sinal analítico nos dão informações sobre os limites externos do corpo que gerou a anomalia, e os mapas de primeira derivada destacam as estruturas geológicas presentes.

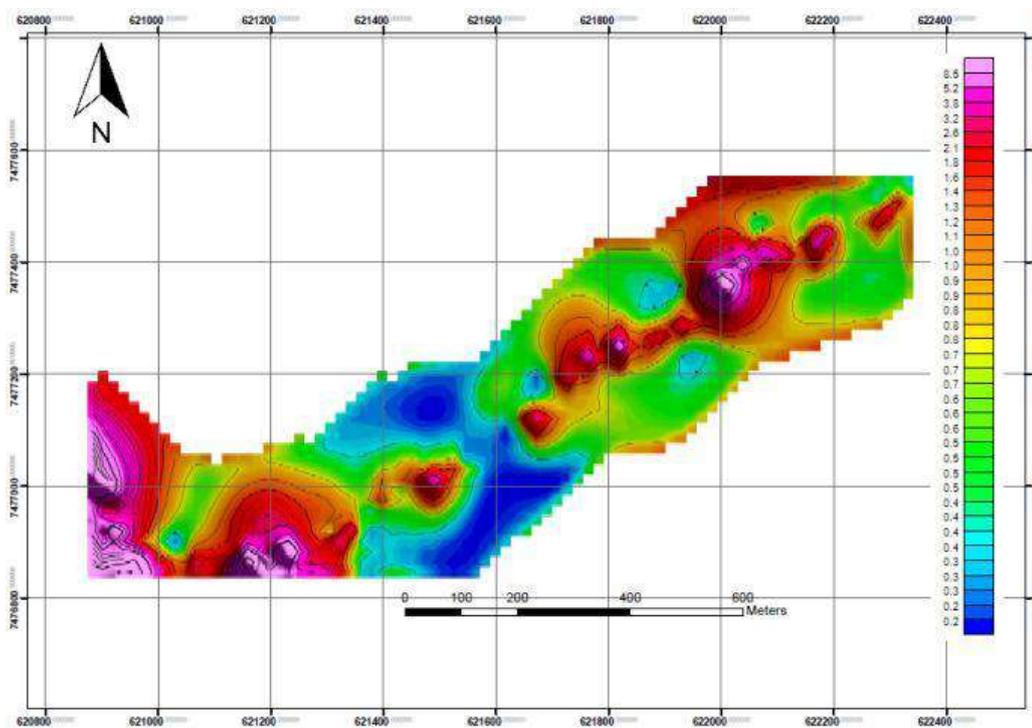
Perfil Base

Figura 82 – Correção do Campo Magnético Total



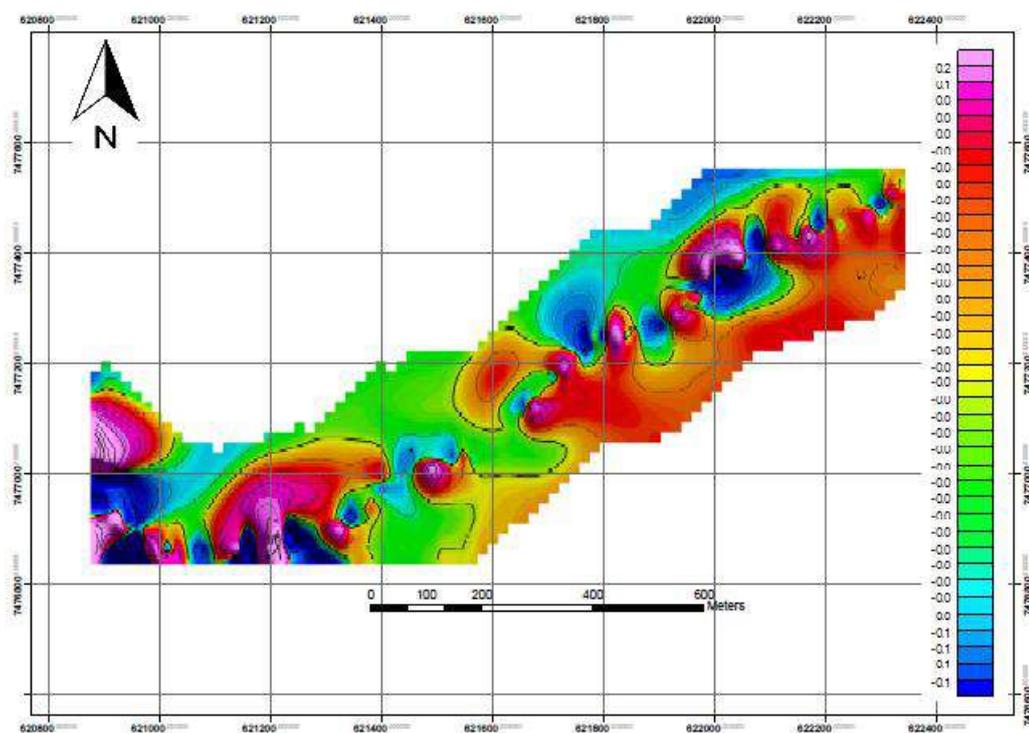
Fonte: A autora, 2014.

Figura 83 – Sinal Analítico.



Fonte: A autora, 2014.

Figura 84 – Primeira derivada

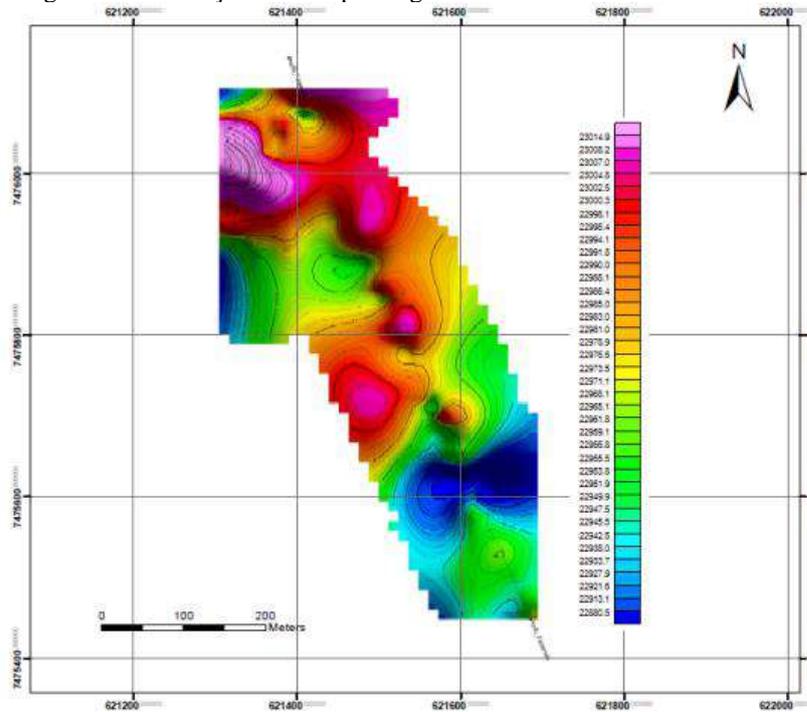


Fonte: A autora, 2014.

No perfil Base observam-se valores de anomalias magnéticas mais baixas a sudoeste e a nordeste da área, tanto no mapa de campo magnético corrigido quanto no da primeira derivada, como também altos valores na parte central desses mesmos mapas.

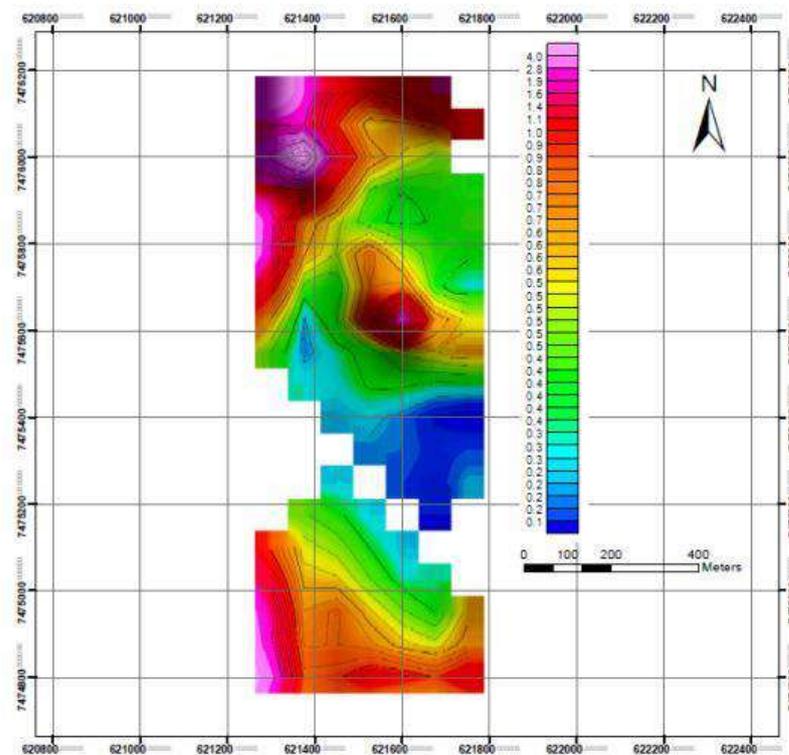
Perfil Fazenda

Figura 85 – Correção do Campo Magnético Total.



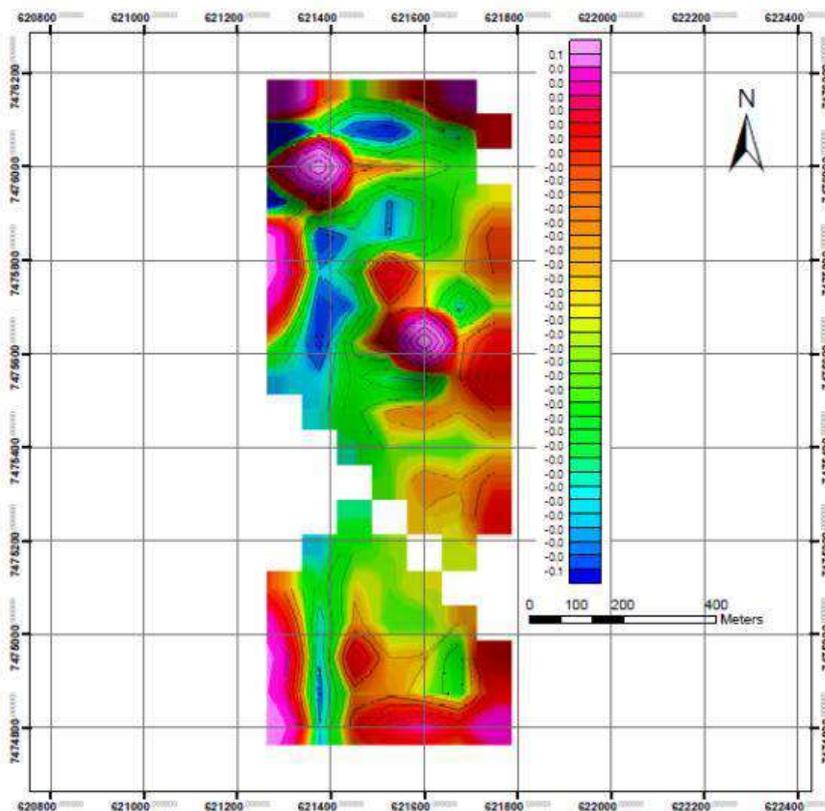
Fonte: A autora, 2014.

Figura 86 – Sinal Analítico



Fonte: A autora, 2014.

Figura 87 – Primeira derivada

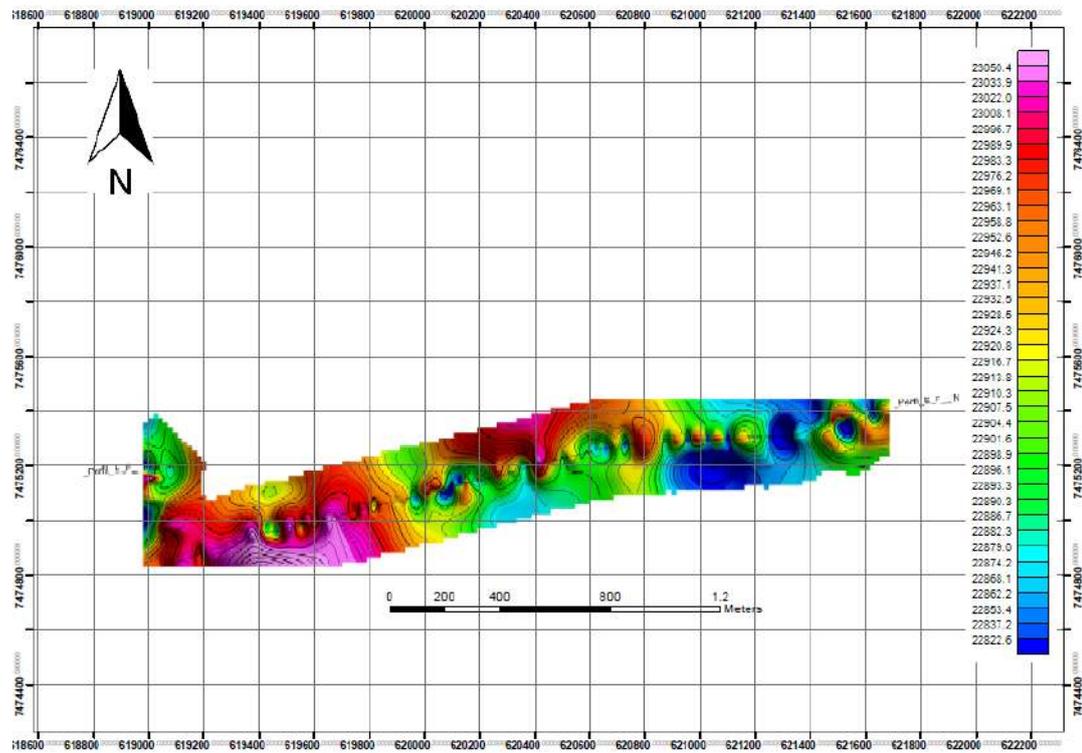


Fonte: A autora, 2014.

No perfil Fazenda foram observados altos valores de anomalias magnéticas a noroeste da área, tanto no mapa de campo magnético corrigido quanto no de sinal analítico. Nota-se na parte central valores baixos de anomalias em todos os mapas.

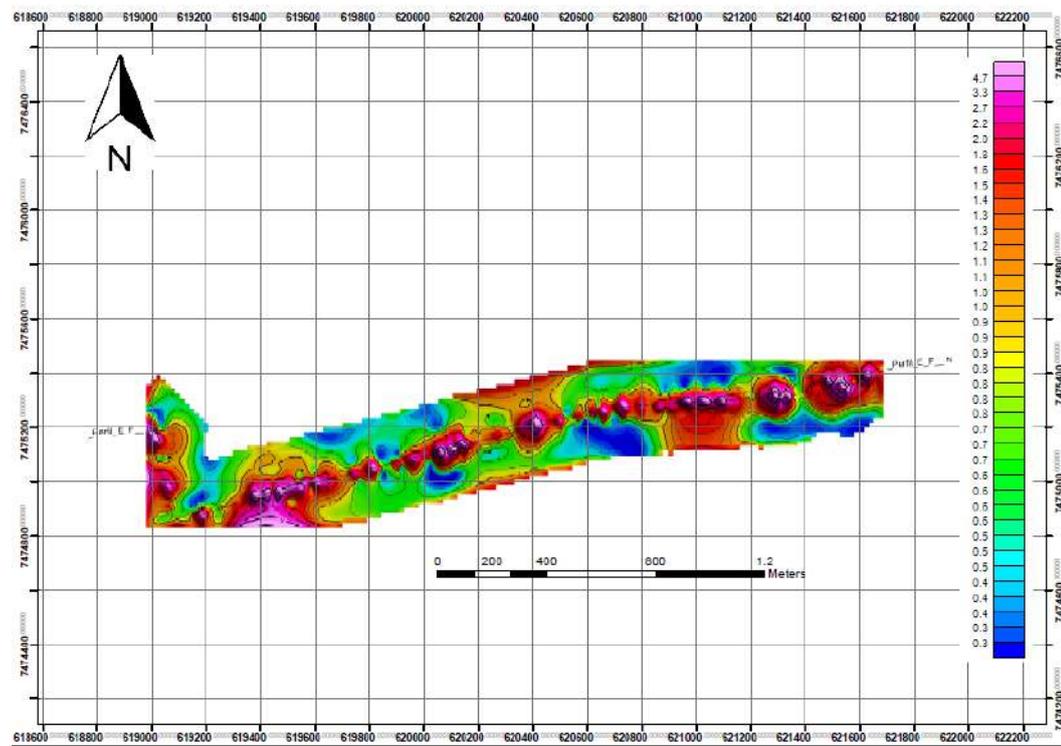
Perfil EF

Figura 88 - Correção do Campo Magnético Total.



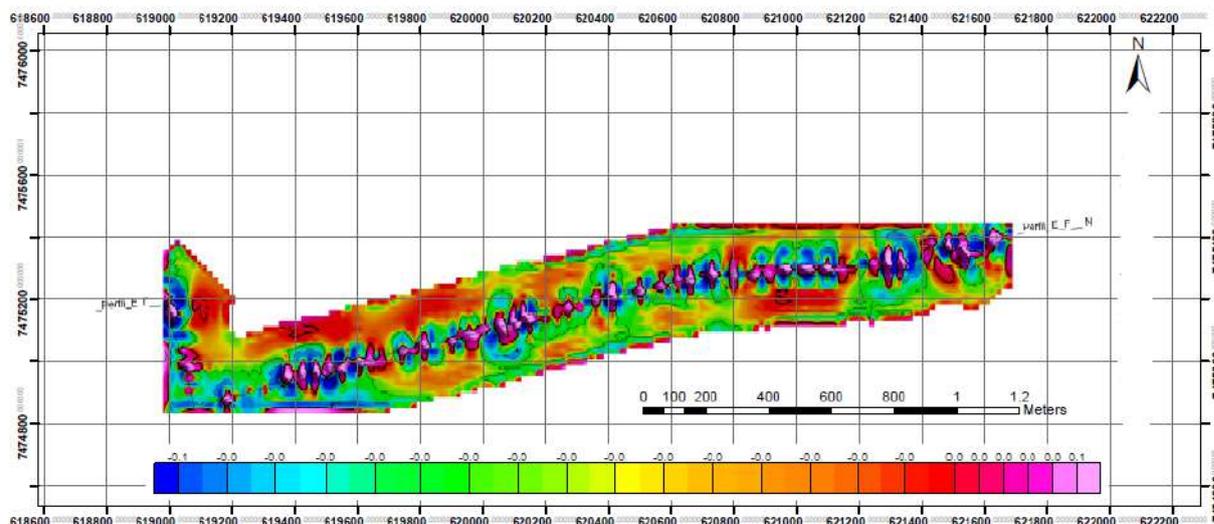
Fonte: A autora, 2014.

Figura 89 – Sinal Analítico.



Fonte: A autora, 2014.

Figura 90 – Primeira derivada



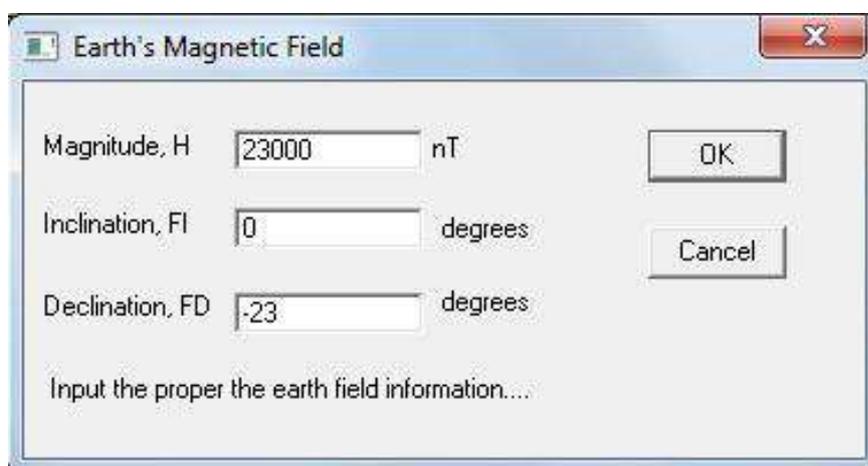
Fonte: A autora, 2014.

No perfil EF observou-se bastante irregularidade, com anomalias negativas e positivas espalhadas ao longo da seção. Esse relevo magnético heterogêneo pode nos indicar a presença de rochas intrusivas como diques, encontrados juntos aos lineamentos tectônicos da região.

Modelagem geológica dos perfis

As modelagens realizadas foram feitas através dos mapas de campo magnético corrigido de cada perfil, sendo os mesmos carregados no menu GMSys da Geosoft. A magnitude utilizada foi de 23000 nT e a declinação de -23 graus (figura 91).

Figura 91 – Tela extraída do programa GMSys da Geosoft



Fonte: A autora, 2014.

De acordo com a literatura, a susceptibilidade magnética é adquirida pelos corpos rochosos em função do processo de geração e evolução geológica da rocha e varia de acordo com o tamanho dos grãos, da temperatura e pode ser mais ou menos intensa influenciando na extração de informação dos mapas magnéticos.

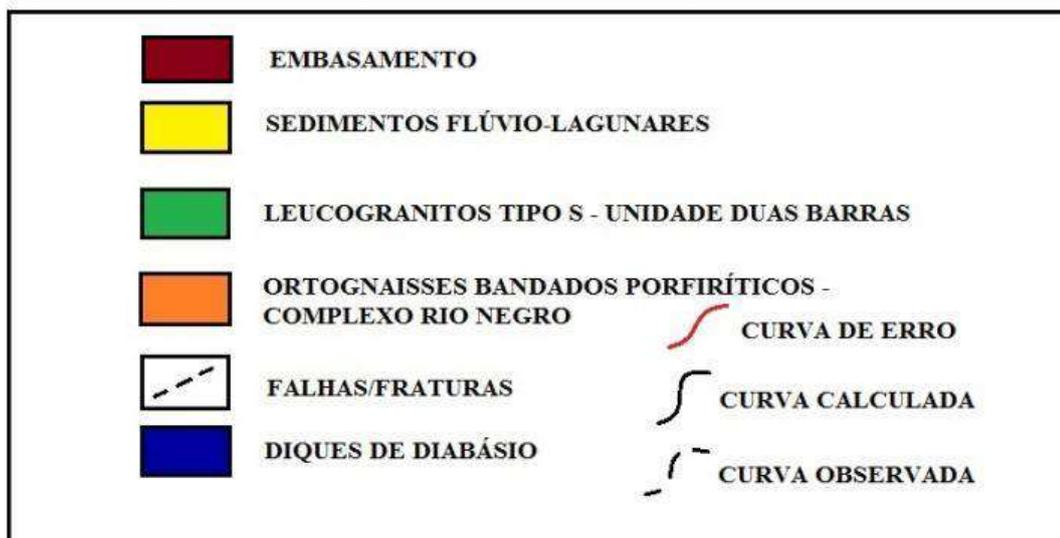
Um corpo rochoso mais magnético do que a rocha encaixante emite um alto de intensidade no mapa. Também a profundidade do corpo influi na intensidade do sinal magnético (MIRANDA, 2005). Baseando-se nessas afirmações, as modelagens foram realizadas através de um processo intuitivo, ajustando as curvas observadas e calculadas, aproximando-as o máximo possível e criando camadas de rochas gerando os modelos. A tabela 9 abaixo apresenta os parâmetros utilizados na modelagem.

Tabela 9 – Parâmetros utilizados no processamento.

PARÂMETROS UTILIZADOS NA MODELAGEM DOS PERFIS DE MAG				
PERFIL EF				
	SEDIMENTO	ROCHA 1	ROCHA 2	DIQUE
COR	AMARELO	LARANJA	VERDE	AZUL ESCURO
DENSIDADE	2,54 gm/cc	2,67 gm/cc	2,67 gm/cc	2,7 gm/cc
SUSCEPTIBILIDADE	0,01 cgs	0,001 cgs	0,01 cgs	0,001401 cgs
REMANESC. MAG.	0,001351 emu/cc	0,00035 emu/cc	0,000151 emu/cc	0,000951 emu/cc
EXTENSÃO DO PERFIL	2700 metros			
PERFIL FAZENDA				
	SEDIMENTO	ROCHA 1	ROCHA 2	
COR	AMARELO	LARANJA	VERDE	
DENSIDADE	2,54 gm/cc	2,67 gm/cc	2,51 gm/cc	
SUSCEPTIBILIDADE	0,000401 cgs	0,000401 cgs	0,000001 cgs	
REMANESC. MAG.	0,000001 emu/cc	0,0004 emu/cc	0,000001 emu/cc	
EXTENSÃO DO PERFIL	880 metros			
PERFIL BASE				
	SEDIMENTO	ROCHA 1	ROCHA 2	DIQUE
COR	AMARELO	LARANJA	VERDE	AZUL ESCURO
DENSIDADE	2,54 gm/cc	2,67 gm/cc	2,65 gm/cc	2,7 gm/cc
SUSCEPTIBILIDADE	0,0091 cgs	0,01 cgs	0,00995 cgs	0,01 cgs
REMANESC. MAG.	0,0004 emu/cc	0,00055 emu/cc	0,00885 emu/cc	0,01 emu/cc
EXTENSÃO DO PERFIL	1343 metros			

Fonte: A autora, 2014.

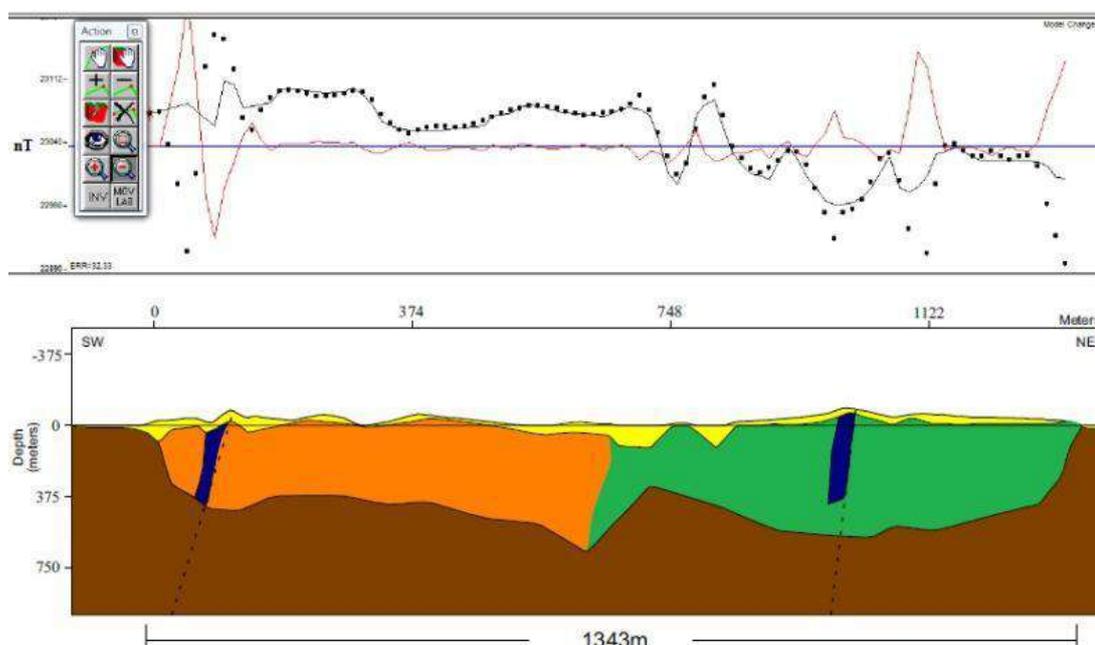
Figura 92 – Legenda das modelagens realizadas referentes as figuras 86 a 88



Fonte: A autora, 2014.

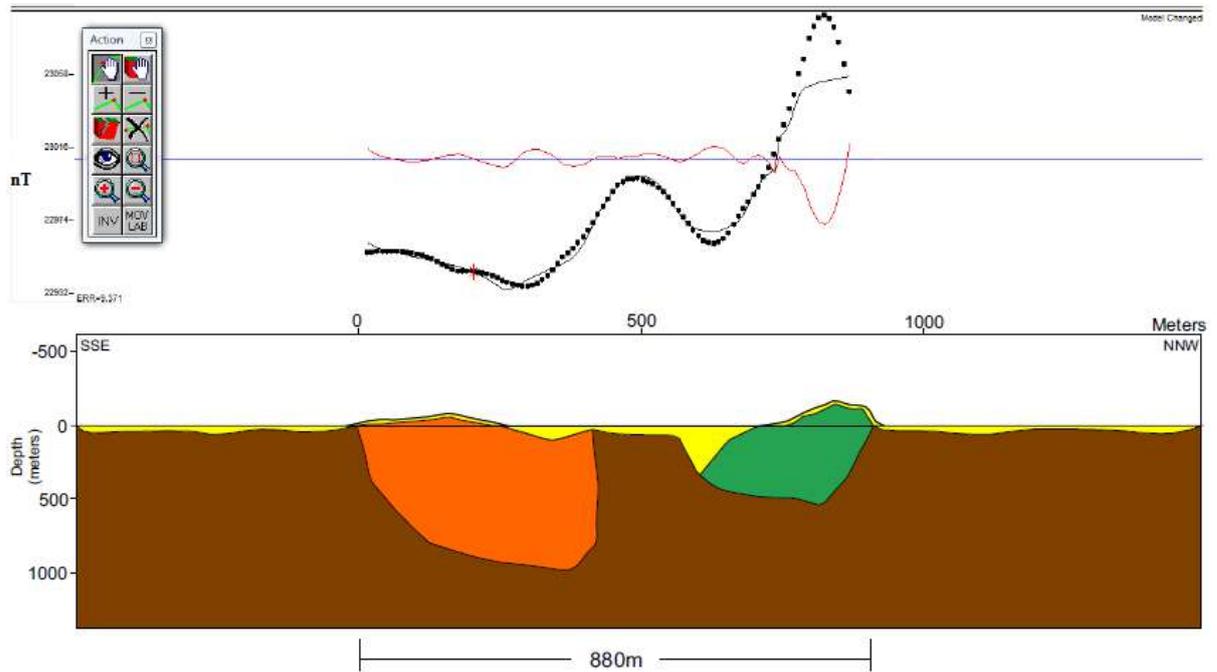
Nas modelagens dos perfis estão sendo apresentados 03 tipos de rochas além de uma camada de sedimentos em superfície. Nos perfis Base e EF (figuras 93 e 95) foram observadas fortes anomalias, no início e no fim das seções, sugerindo a presença de diques intrusivos ao longo deles. Já o perfil Fazenda (figura 94) não apresentou grandes perturbações magnéticas. Acima a legenda produzida de acordo com o encontrado nos perfis (figura 92).

Figura 93 – Modelagem geológica do perfil Base produzido com o programa GMSys da GeoSoft



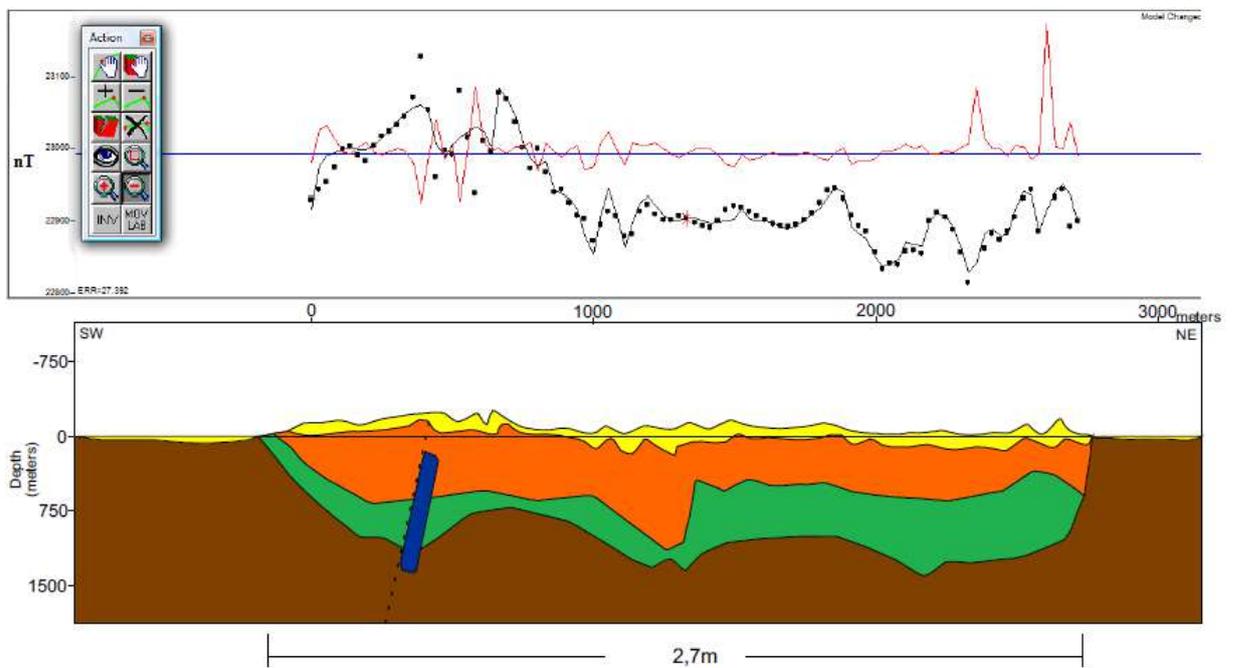
Fonte: A autora, 2014.

Figura 94 – Modelagem geológica do perfil Fazenda produzido com o programa GMSys da GeoSoft



Fonte: A autora, 2014.

Figura 95 – Modelagem geológica do perfil EF produzido com o programa GMSys da GeoSoft



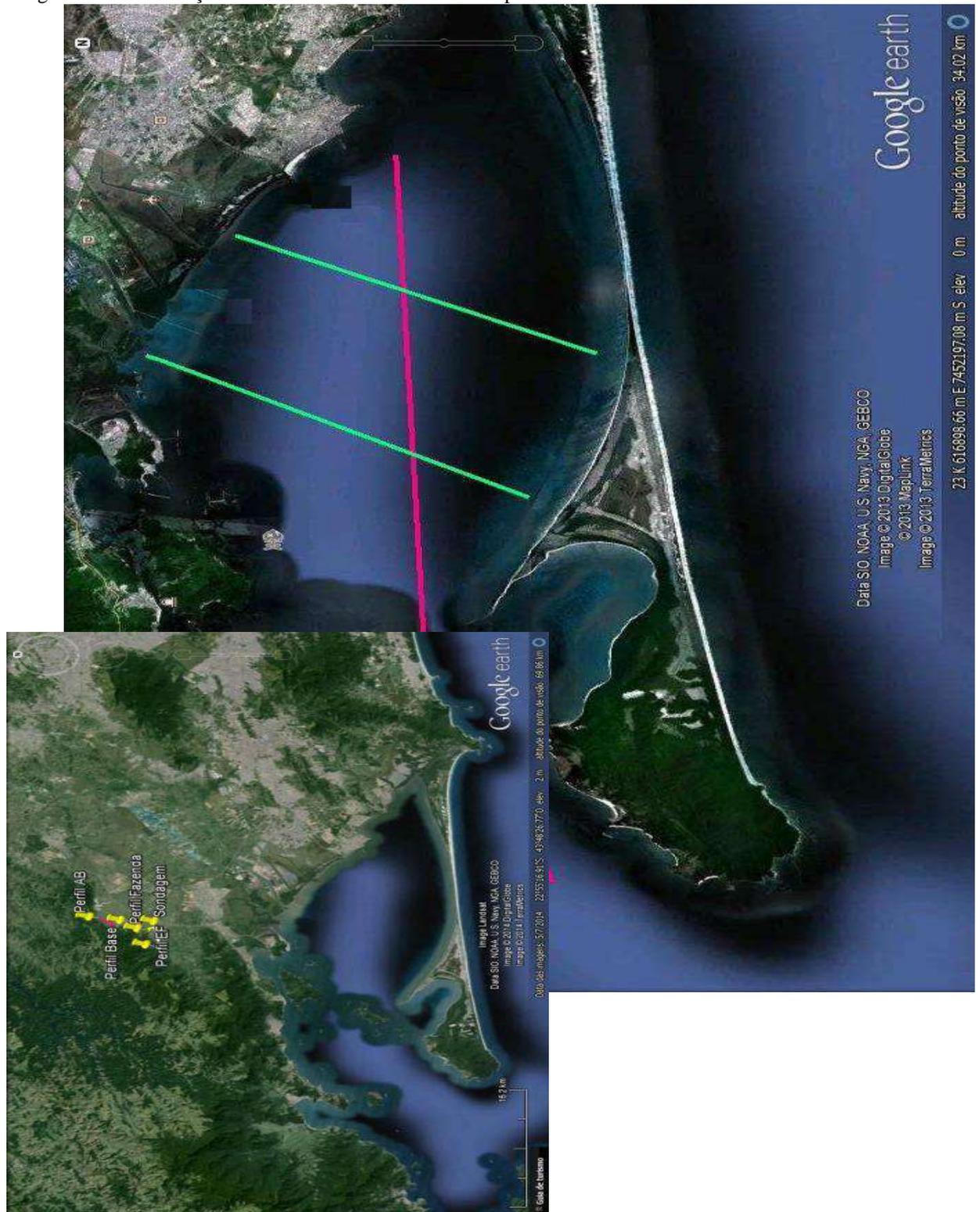
Fonte: A autora, 2014.

7.4 Sísmica

A correta interpretação de antigos depósitos sedimentares requer conhecimento sobre dois aspectos separados, porém inter-relacionados, de sucessões sedimentares: a interpretação dos ambientes deposicionais através da análise de fácies; e a subdivisão das sucessões estratigráficas em unidades geneticamente relacionadas usando os princípios da estratigrafia de sequências. A integração dessas duas linhas de investigação permite reconstruções paleogeográficas que mostram como as fácies deposicionais estão relacionadas no espaço e no tempo, o que permite desenvolver histórias deposicionais.

Sendo assim, a interpretação dos perfis sísmicos foi feita de acordo com os princípios gerais de sísmica de alta resolução e estratigrafia de sequências (CATUNEANU, 2006) que permitiu a identificação de unidades deposicionais e suas superfícies limitantes. A identificação de fácies sísmicas foi feita através da análise dos parâmetros de continuidade, amplitude, frequência e configuração dos refletores. De acordo com a metodologia empregada nesse estudo, foi utilizada a velocidade de propagação sísmica de 1500 m/s, e com essa velocidade calculou-se a espessura das camadas. A figura 96 abaixo mostra o local das aquisições sísmicas realizadas e na figura menor os perfis de GPR e Magnetometria realizados no continente.

Figura 96 – Localização das linhas sísmicas na baía de Sepetiba/RJ.



Legenda: Linha rosa (perfil 01), linha verde à esquerda (perfil 02) e à direita (perfil 03). No quadrinho menor, a localização dos perfis de GPR e MAG.

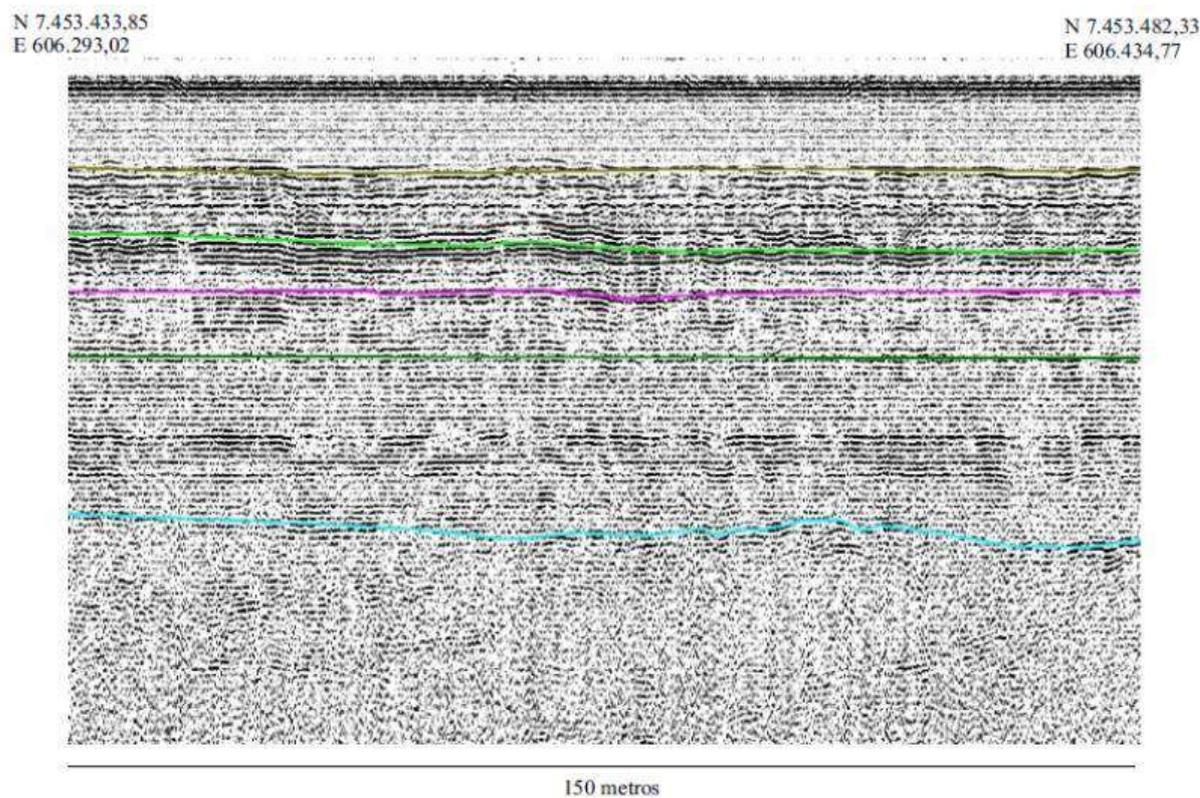
Fonte: A autora, 2014.

Perfil 01

O perfil 01 (linha rosa na figura 96) tem direção aproximadamente Leste-Oeste e apresenta 31,9 Km de extensão, sendo o mais longo e com mais feições detectadas. A profundidade alcançada na aquisição foi de 30 metros, com alguns locais apresentando algumas impedâncias acústicas. A aquisição iniciou-se da esquerda para direita, ou seja, da entrada da baía de Sepetiba para o seu interior (vide figura 96).

O fundo da baía encontra-se a 08 metros de profundidade, apresentando ao longo da superfície de fundo várias irregularidades. Foram marcados 05 refletores distintos, delimitando assim 05 camadas deposicionais, sendo a mais profunda descontínua ao longo de toda a seção (figura 97).

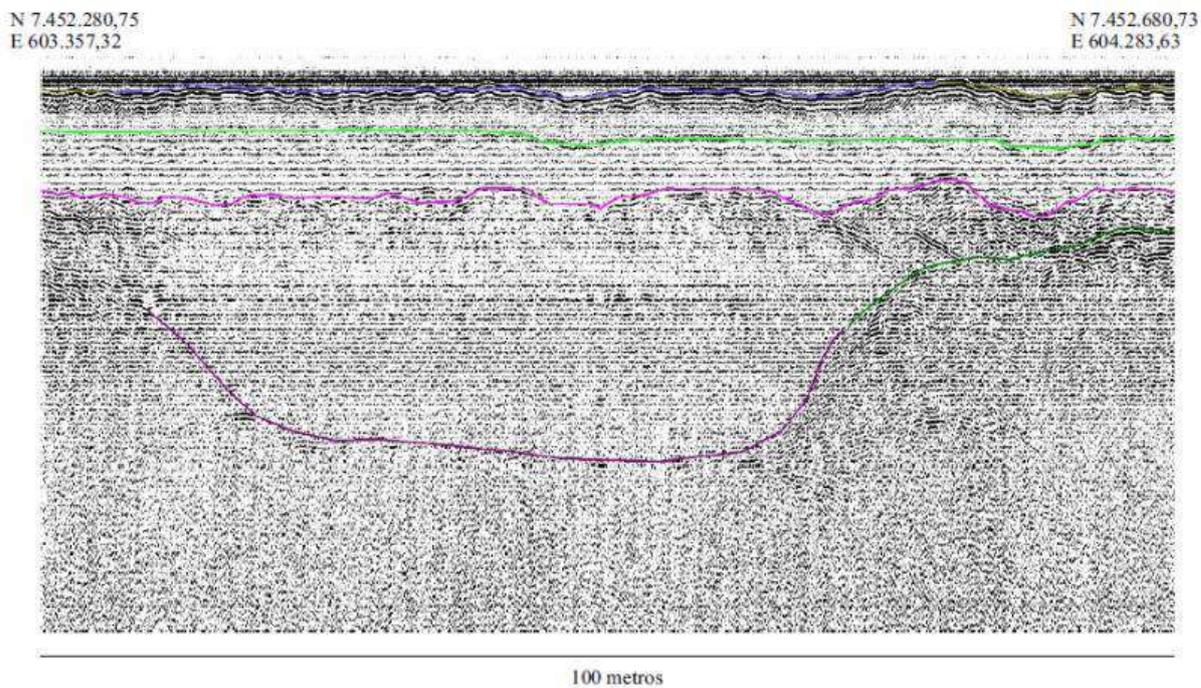
Figura 97 – Imagem da seção mostrando os refletores marcados



Fonte: A autora, 2014.

Nesse perfil foram identificados alguns paleocanais, de formas e tamanhos variados, sendo este o mais relevante, conforme figura 98.

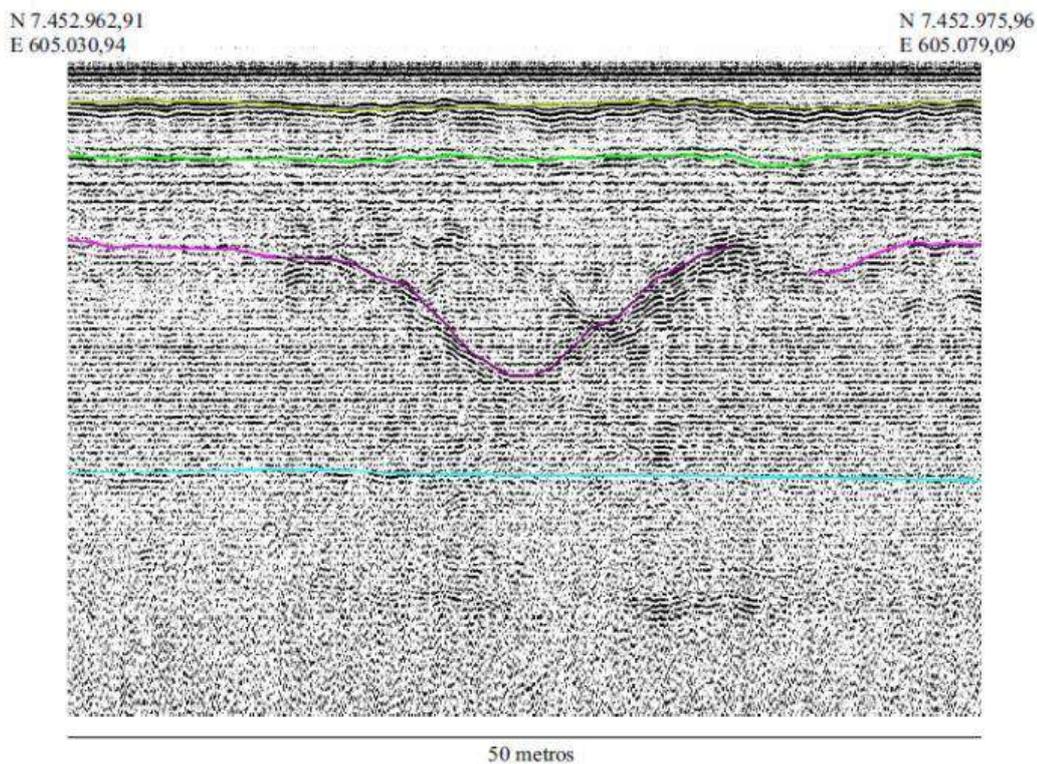
Figura 98 – Paleocanal mais evidente do perfil 01, apresentando preenchimento sedimentar com estratificações plano-paralelas



Fonte: A autora, 2014.

Abaixo, outro paleocanal de menor tamanho (Figura 99).

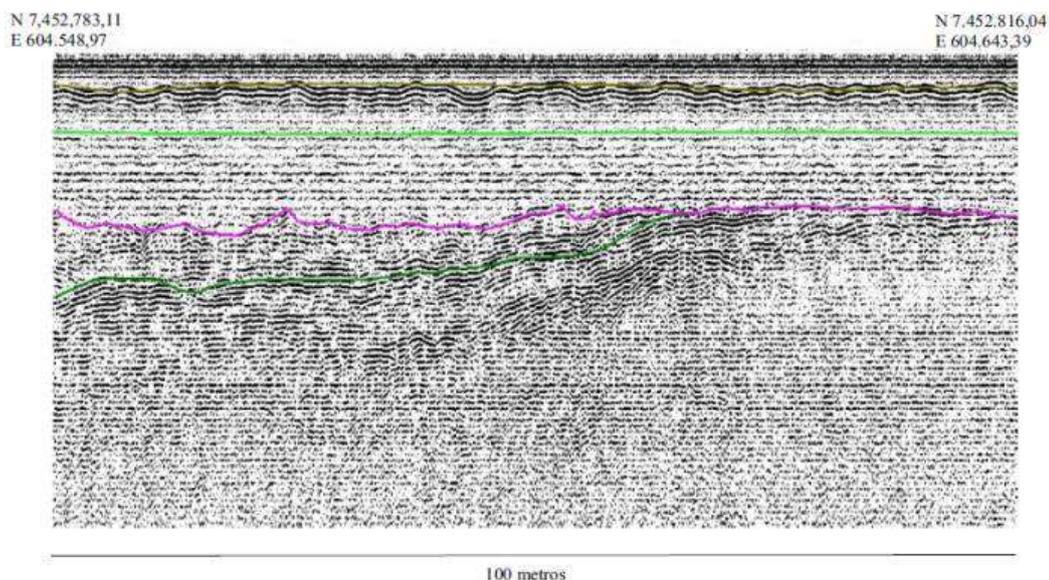
Figura 99 – Paleocanal de menor tamanho no perfil 01



Fonte: A autora, 2014.

Ao longo desse perfil foram também identificadas algumas discordâncias angulares com refletores sigmoidais apresentando truncamentos erosivos, com padrões irregulares e descontínuos. Na figura 100 abaixo é possível observar algumas dessas feições.

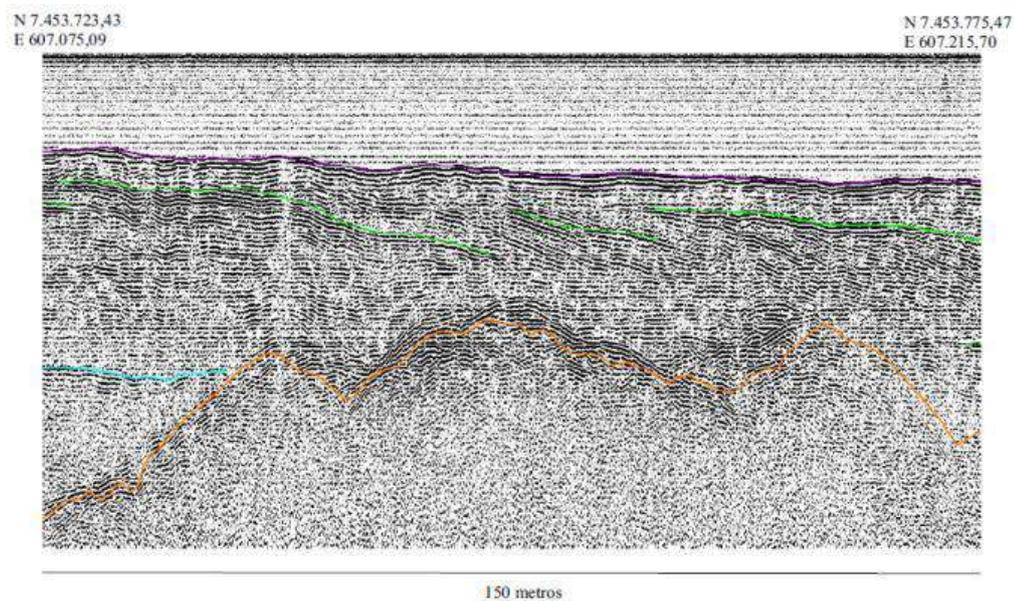
Figura 100 – Discordância angular com truncamento erosivo no perfil 01



Fonte: A autora, 2014.

O embasamento foi identificado e se apresenta com relevo bastante irregular, por vezes com quebras abruptas. Acima desse embasamento, observam-se refletores descontínuos (em verde) com feições downlap (figura 101).

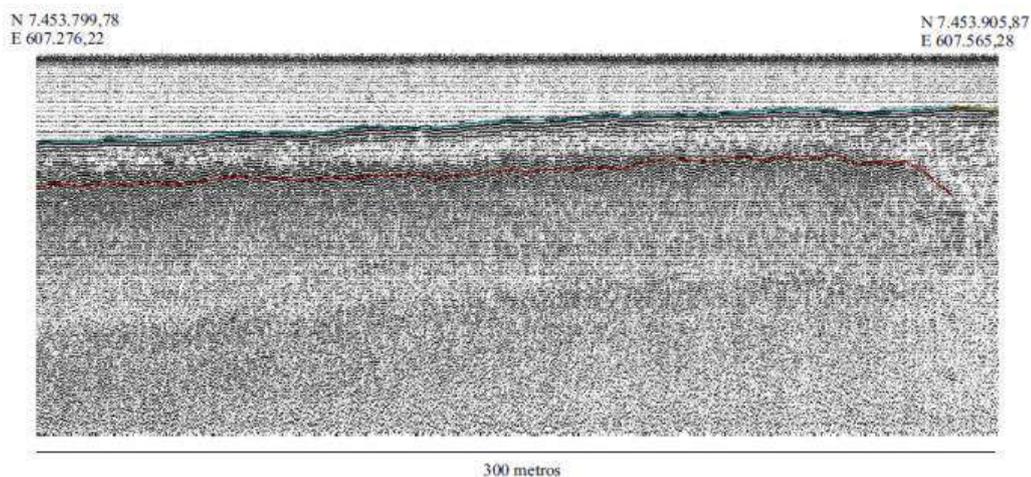
Figura 101 – Refletores em downlap (linhas verdes) e embasamento (linha laranja)



Fonte: A autora, 2014.

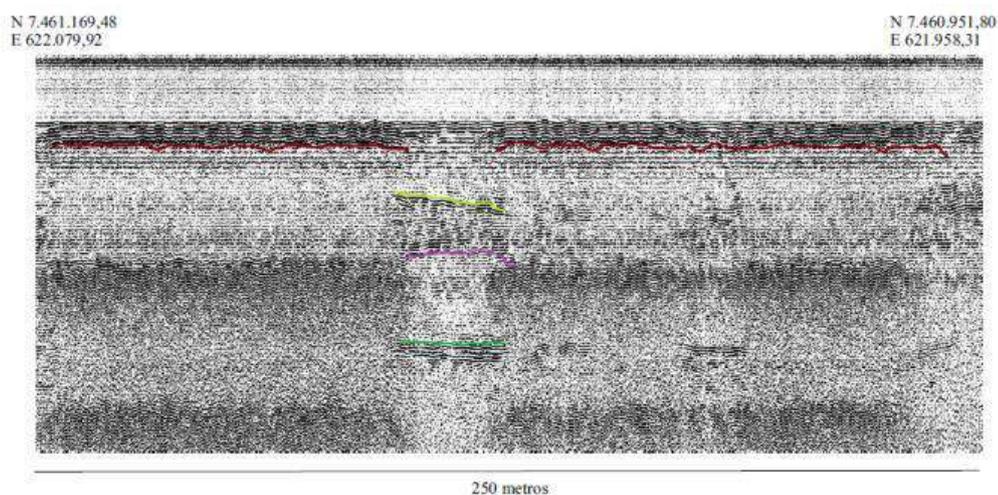
Outra importante feição foram os bancos arenosos, também chamados de terraços arenosos, identificados em alguns locais desse perfil conforme as figuras 95a e 95b abaixo.

Figuras 102 – Terraços arenosos, em marrom, encontrados no perfil 01



Fonte: A autora, 2014.

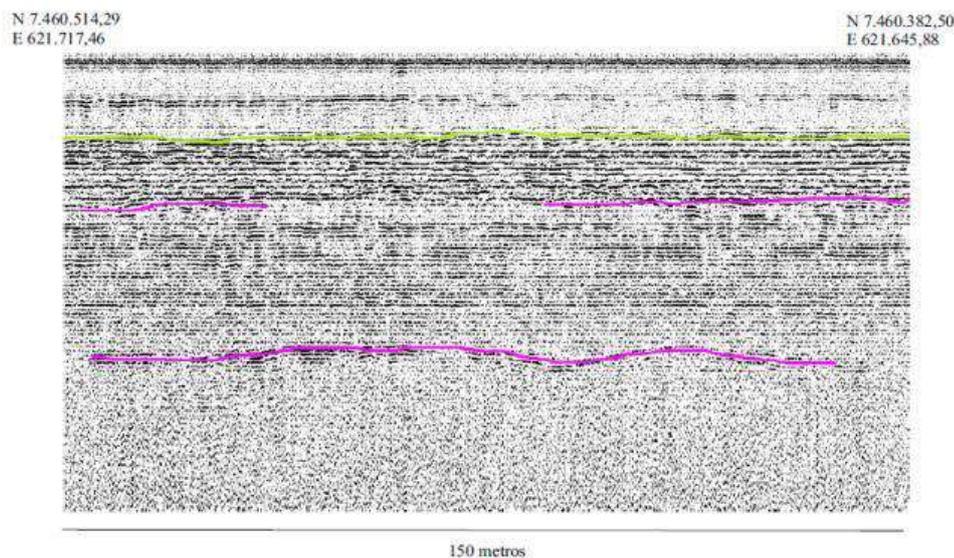
Figuras 103 – Terraços arenosos, em marrom, encontrados no perfil 01



. Fonte: A autora, 2014.

O trecho que vai da metade até o final do perfil 01 apresentou refletos contínuos, plano-paralelos, às vezes descontínuos, demonstrando evidências de um ambiente de baixa energia na parte central da baía (figura 104).

Figura 104 – Refletores plano-paralelos contínuos em verde e alguns descontínuos em rosa no perfil 01.



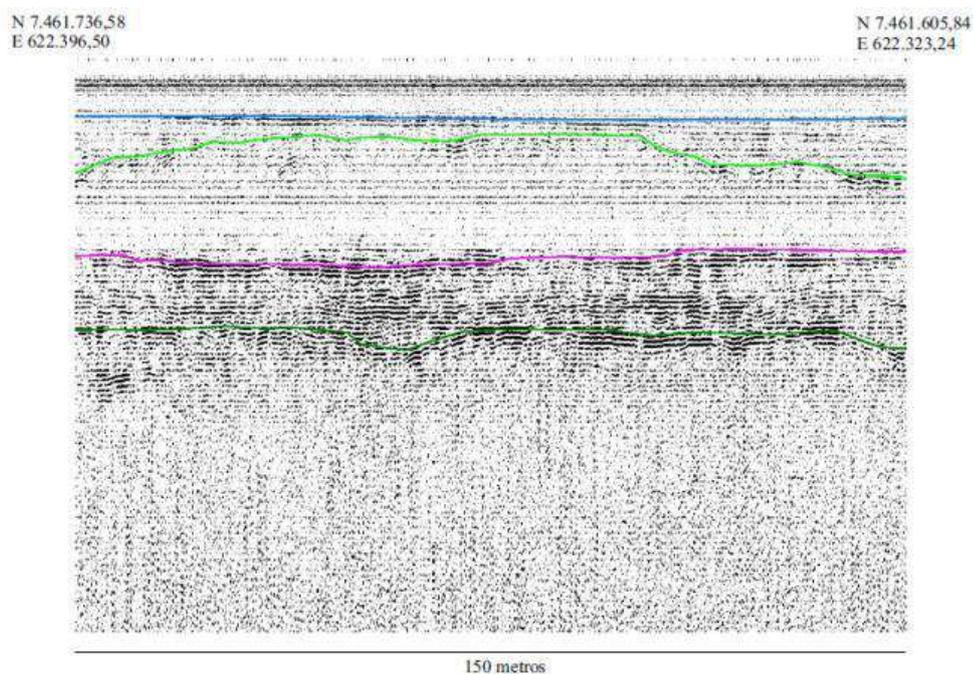
Fonte: A autora, 2014.

Perfil 02

O perfil 02 (linha verde à esquerda na figura 96) tem direção NE/SW e apresenta 13,9 Km de extensão. A profundidade alcançada na aquisição foi de 30 metros, com alguns locais apresentando impedâncias acústicas. A aquisição foi iniciada da margem costeira em direção à restinga de Marambaia.

O fundo da baía nesse perfil inicia-se raso, apresentando cerca de 4 metros de profundidade, chegando a 07 metros na parte central. Foram marcados 04 refletores distintos, delimitando assim 04 camadas deposicionais, sendo algumas descontínuas ao longo da seção (figura 105).

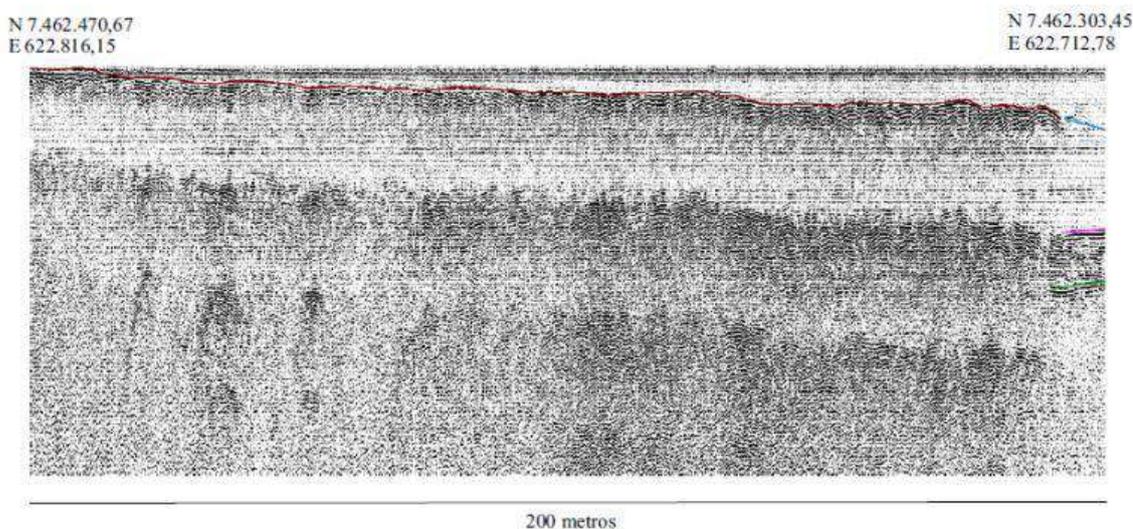
Figura 105 – Imagem da seção mostrando os refletores marcados



Fonte: A autora, 2014.

Logo no início da seção, bem próximo a linha de costa, foi identificado um expressivo terraço arenoso, conforme observa-se na figura 106.

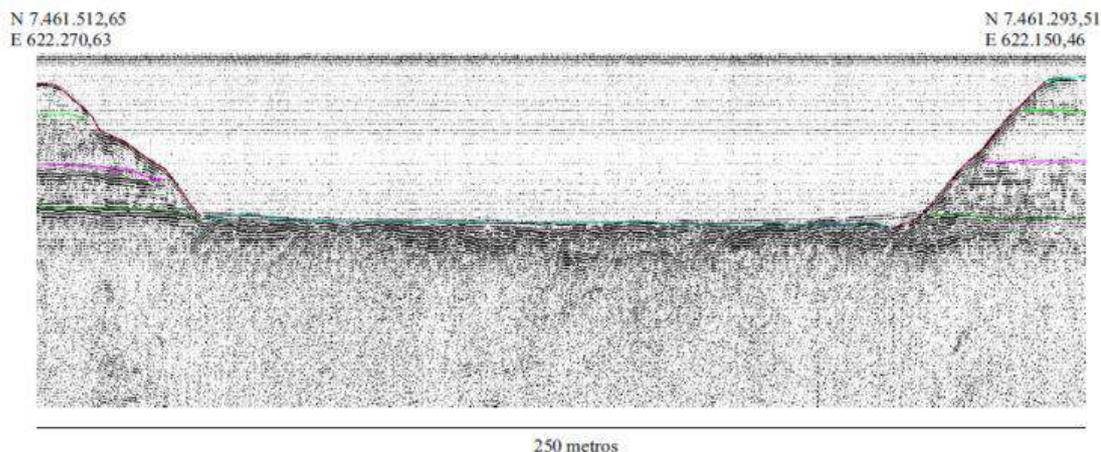
Figura 106 – Terraço arenoso, em marrom, encontrado nos primeiros metros da aquisição do perfil 02



Fonte: A autora, 2014.

Um canal escavado para fins de navegação foi encontrado nesse perfil (figura 107) sendo sua morfologia diferente do paleocanal mostrado na figura 98 do perfil 01. Observa-se uma maior retificação do mesmo, como também a não presença de preenchimento sedimentar.

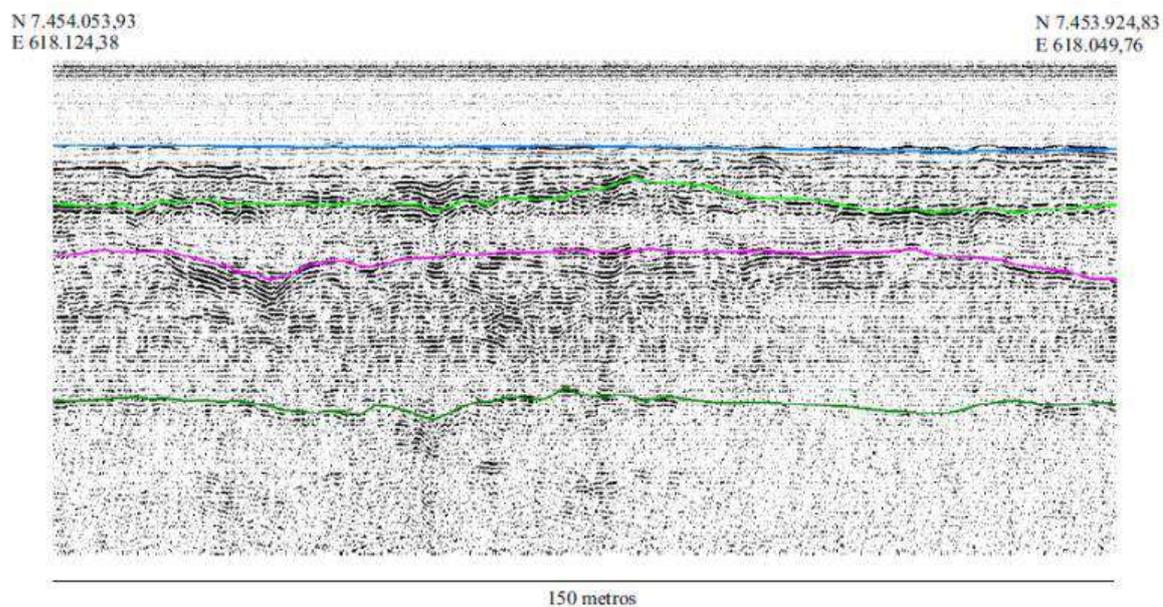
Figura 107 – Canal escavado para fins de navegação no perfil 02



Fonte: A autora, 2014.

Poucos metros após esse canal, fora identificado outro terraço arenoso de pequeno porte. Após essa feição, o perfil passa a ter refletores contínuos, plano-paralelos, por vezes caóticos e descontínuos (figura 108).

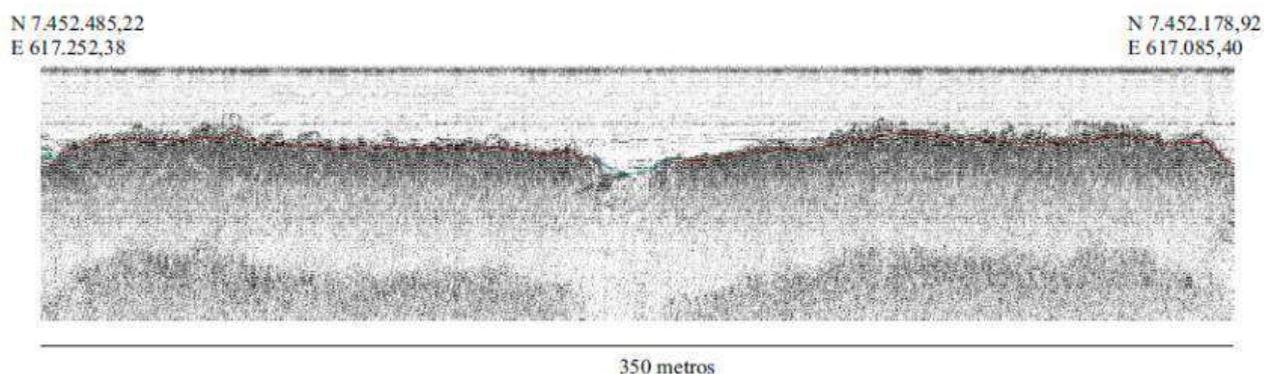
Figura 108 – Refletores contínuos, plano-paralelos e caóticos do perfil 02



Fonte: A autora, 2014.

Já no fim da aquisição dos dados desse perfil, chegando próximo à restinga de Marambaia, foi encontrado outro terraço arenoso, sendo este de grande extensão (figura 109).

Figura 109 – Terraço arenoso, em marrom, encontrado no fim do perfil 02



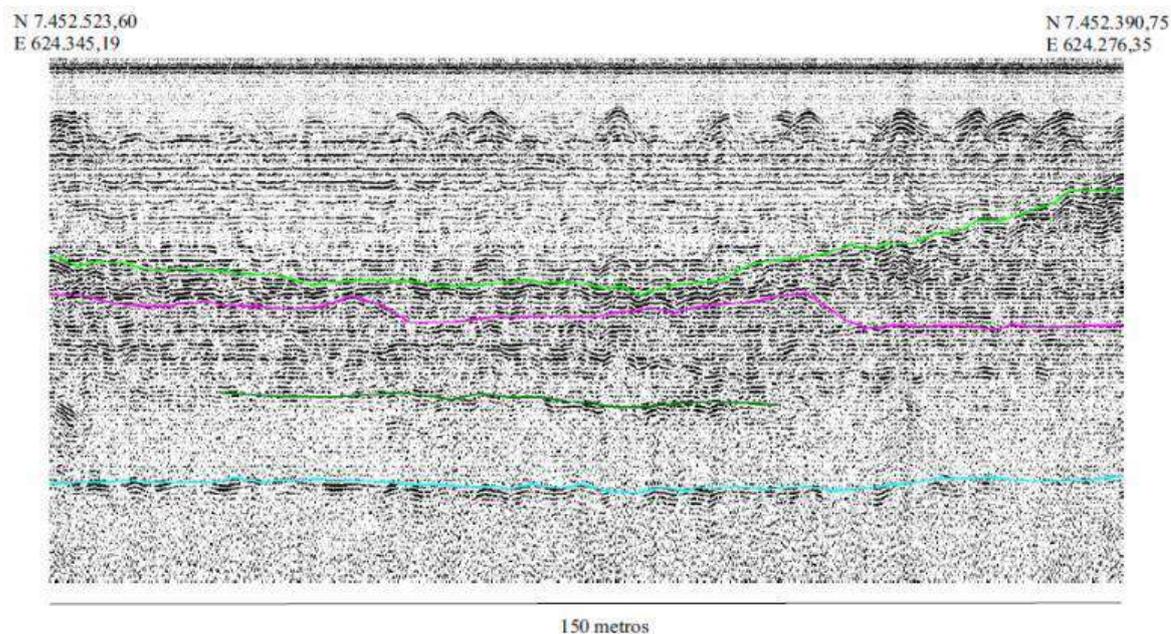
Fonte: A autora, 2014.

Perfil 03

O perfil 03 tem direção NE/SW e apresenta 12,4 Km de extensão. A profundidade alcançada na aquisição foi de 30 metros, com alguns locais apresentando impedâncias acústicas. A aquisição iniciou-se da margem costeira em direção à restinga de Marambaia.

O fundo da baía chega nesse perfil a 07 metros de profundidade na parte central, mostrando-se bastante irregular ao longo de quase toda seção. Foram marcados 04 refletores distintos, delimitando assim 04 camadas deposicionais, apresentando descontinuidades e atenuações (figura 110).

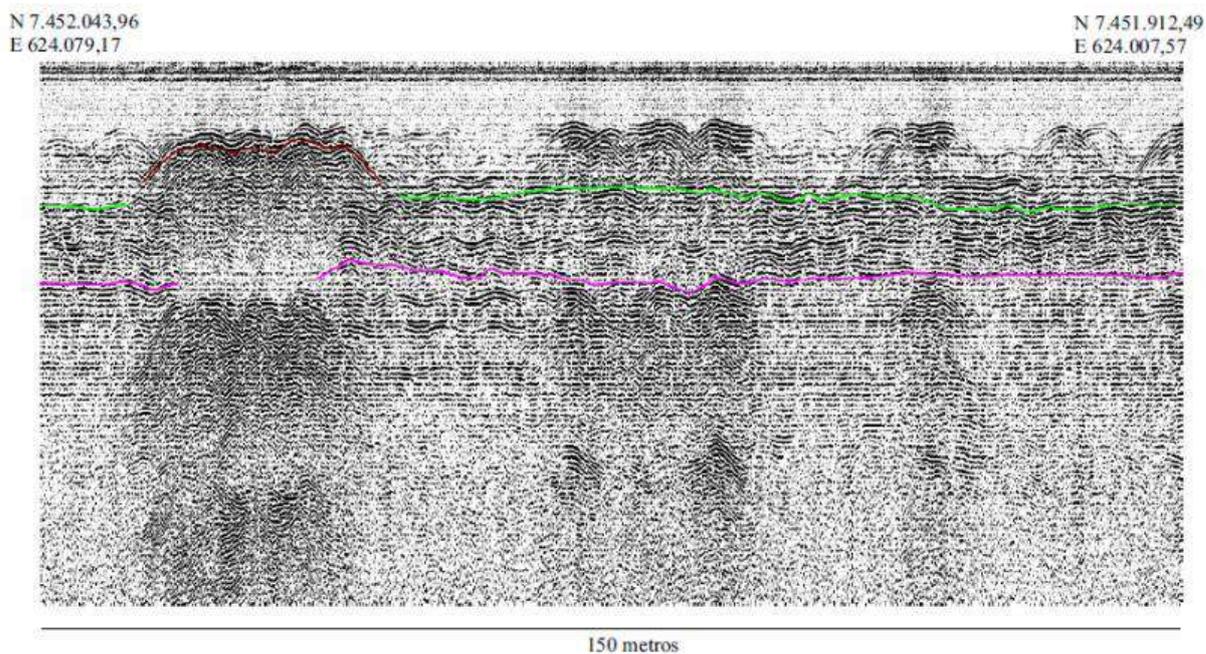
Figura 110 – Imagem da seção mostrando os refletores marcados (contínuos, descontínuos e plano-paralelos)



Fonte: A autora, 2014.

Esse perfil foi o que mais apresentou refletores caóticos, descontínuos e com muitas atenuações, mas não deixou de apresentar refletores plano-paralelos também. Além disso, foram observados terraços arenosos espaçados (figura 111), já do meio para o fim da seção, próximo à restinga de Marambaia, como observado na figura 107 do perfil 02.

Figura 111 – Terraço arenoso, em marrom, encontrado no fim do perfil 03



Fonte: A autora, 2014.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A área de estudo está inserida na porção oeste do gráben da Guanabara, formado no Paleoceno, e vários trabalhos discutem a evolução geológica dessa região. Nesse trabalho optou-se por utilizar 03 ferramentas geofísicas distintas a fim de corroborar com essa história geológica, além de terem sido usados dados geológicos de sondagem geomecânica e de difração de raios-X.

Difratometria de raios-X

Em termos paleoambientais, os resultados de difração de raios-X nos mostraram que o sistema de cordões arenosos localizados na planície costeira de Itaguaí/RJ (cordão A, intercordão e cordão B) faz parte de um sistema fluvio-deltaico, com influência marinha pela atuação de retrabalhamento dos sedimentos, e apresenta proveniência sedimentar continental, onde preteritamente havia uma paleodrenagem que trazia os sedimentos erodidos da Serra do Mar desembocando na baía de Sepetiba.

GPR - Ground Penetrating Radar

A integração de dados de sondagem geológica e de dados geofísicos obtidos por GPR nos permitiu interpretar e delimitar camadas em subsuperfície da bacia. Conclui-se que, em todas as seções, as camadas mais superficiais dos radargramas (até cerca de 8 metros e com antena de 100 MHz) mostraram sedimentação com material argiloso e silteoso, indicando ser um ambiente de calma deposicional. Em contra partida, as camadas mais profundas, a partir de cerca de 8 metros, apresentaram características de ambiente de sedimentação mais conturbado, portanto, de média/alta energia. Essas características revelaram que a área passou por retrabalhamento de seus sedimentos através de transgressões e regressões marinhas ao longo do tempo.

Nota-se que, nos dados do perfil Base com antena de 50 MHz, as camadas caóticas apresentam-se mais rasas, a partir de 04 metros de profundidade e, nos dados do perfil Fazenda, as feições progradantes detectadas com direção dos refletores para norte, confirmam a atuação de evento transgressivo, possivelmente a Flandriana (Holoceno).

Magnetometria Terrestre

Na plataforma continental da bacia da baía de Sepetiba afloram abundantes granitos Neoproterozóicos, sobretudo formados durante o processo de consolidação do embasamento da Plataforma Sul-Americana (final do Proterozóico a Cambriano). Esses corpos, associados às derradeiras colisões de placas e soerguimento de cadeias montanhosas, dão suporte a grandes setores da Serra do Mar (ALMEIDA, 1998).

Evidências de reativação têm sido descritas para muitas das principais zonas de cisalhamento e falhas regionais do sudeste brasileiro. Tal evolução, originada no Mesozoico e talvez interrompida com a cessação dos pulsos magmáticos que originaram os diques de intrusivas básicas instalados em muitas dessas ZCs, acentuou-se no Paleogeno, e prosseguiu atenuada durante o Neogeno e Quaternário até os dias atuais (RICCOMINI *et al* 1989, SUGUIO, 1996). Desta forma, esse contexto litológico constitui embasamento para deposição de vários pacotes de rochas sedimentares, do Terciário ao Quaternário, em bacias como da baía de Sepetiba.

A história descrita acima nos auxilia na interpretação da modelagem crustal realizada com a técnica da magnetometria terrestre, a qual apresentou resultados satisfatórios quanto à distribuição do estiramento crustal e a geometria do embasamento da bacia. Em relação ao estiramento crustal, ele foi resultante do processo de rifteamento e implantação da bacia. Além dessas feições, a modelagem evidenciou, nos perfis Base e EF, a presença de anomalias magnéticas localizadas em calhas por rochas vulcânicas, resultantes do processo de rifteamento. Os valores dos erros *rms* das curvas de magnetometria estão associados a fatores considerados na modelagem, entre eles, a presença de magnetização remanescente, a presença de spikes nos arredores da área de aquisição e a presença de rochas vulcânicas dentro da seção sedimentar.

Assim sendo, as zonas de fraqueza estrutural, que são predominantemente de direção NE/SW, contribuíram para a intrusão de rochas densas e magnéticas, denominadas neste trabalho de diques de diabásio. Pode-se observar, portanto, que esses diques têm a mesma direção dos lineamentos estruturais registrados na área e publicados na literatura.

Sísmica

A análise sismoestratigráfica nos dados sísmicos de alta frequência e resolução permitiu o reconhecimento de diversos elementos arquiteturais no substrato da baía de Sepetiba/RJ. Descontinuidades sísmicas marcantes delineiam os limites entre as sequências

sismo-deposicionais (figuras 93 e 94 do perfil 01). Os limites dessas sequências são superfícies erosivas formadas por processos vinculados a eventos significativos de rebaixamentos do nível do mar durante o período Quaternário.

Foi observada a existência de paleocanais (figuras 91 e 92 do perfil 01). O preenchimento sedimentar desses paleosistemas é vinculado aos eventos transgressivos e de mar alto subsequentes aos eventos regressivos ocorridos na área.

Estudos de padrões de reflexão podem ter dimensões oceânicas (LEE *et. al.*, 2002), aplicarem-se a áreas como plataformas continentais (GROSSMAN, 2002) ou mesmo em áreas menores como baías (CATANZARO *et. al.*, 2004). Sendo assim, a identificação e classificação desses padrões são inerentes às características da área estudada, uma vez que o tipo de refletor é principalmente delineado em função da topografia de fundo, geometria de subsuperfície e textura dos sedimentos e rochas subjacentes (LEE *op. cit.*). A maioria desses estudos faz uso do sistema sísmico paramétrico de 3,5 KHz, o mesmo utilizado nesse estudo.

Assim sendo, nos perfis interpretados na baía de Sepetiba foi possível identificar 03 tipos de padrões de reflexão (geométricos): plano-paralelo contínuo, plano-paralelo descontínuo e sigmoidal truncado, como também, foi possível identificar 03 padrões estratigráficos e/ou deposicionais: downlap, onlap e toplap. Todos esses padrões se associam com os tipos de sedimentos do fundo e com a morfologia do fundo de baía. Com isso observou-se que o embasamento da baía de Sepetiba é formado por feições do paleorelevo em forma de vales e altos, por vezes alinhados na direção NE-SW, e, portanto, em conformidade com as direções regionais do embasamento cristalino aflorante. Os sedimentos atingem cerca de 25 metros de espessura ao longo dos paleovales, sendo em sua maioria, plano-paralelos, descontínuos e por vezes sigmoidais.

A presença de terraços arenosos em todos os 03 perfis estudados, são interpretados como registros de pequenas oscilações e estabilizações do nível do mar no transcorrer do evento transgressivo Holocênico.

Por fim, foram detectadas diferenças batimétricas entre os perfis, pois no perfil 01 o fundo da baía encontra-se há 08 metros de profundidade, já nos perfis 02 e 03 encontra-se há cerca de 04 metros. Isso se explica pelo fato dos perfis 02 e 03 estarem localizados juntos a linha de costa, sendo áreas de maior deposição e acumulação de sedimentos trazidos dos rios, enquanto o perfil 01 localiza-se na parte central da baía, região com maiores profundidades.

Todas as feições geológicas e geofísicas investigadas, interpretadas e correlacionadas nesse trabalho contribuíram de forma bastante clara quanto à evolução geológica da bacia, tanto em sua plataforma continental quanto na sua planície costeira. Essas feições indicam

características que suportam e corroboram com estudos de processos deposicionais como também com estudos de variações eustáticas já realizados e observados na literatura.

Conclui-se que a evolução geológica deposicional da bacia da baía de Sepetiba teve como principal processo atuante os últimos eventos eustáticos, os quais colaboraram de forma evidente no transporte, deposição, acúmulo e retrabalhamento de sedimentos, como por exemplo, na formação dos terraços arenosos encontrados e nos pacotes sedimentares plano-paralelos contínuos e descontínuos. Em conjugação a esse fato, processos tectônicos do Paleoceno ao recente foram também muito importantes, pois contribuíram na formação de estruturas geológicas cujas formas se refletem nas camadas sedimentares sobrepostas, como também, na criação de mais espaço para tais deposições.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M. de. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: **Simpósio do Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais**, 1, 1981. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1981. p.1-10.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. **Origem e Evolução da Serra do Mar**. Revista Brasileira de Geociências. 28(2), 1998. p. 135-150.
- ALMEIDA, F. O. **Modelagem de cordões arenosos através de investigação geofísica, zona costeira da Baía de Sepetiba. Itaguaí – RJ**. 114p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Curso de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, 2005.
- ANNAN, A.P., 1973. **Radio interferometry depth sounding part I** – Theoretical discussion. *Geophysics*, v.38, n.3, 1973, p.557-580.
- ANNAN, A.P. Ground Penetrating Radar Survey, Design, Annual Meeting of SAGEEP, Chicago, 1992a.
- ANNAN, A.P. **Transmission dispersion and GPR. Journal of Environmental and Engineering Geophysics**, v.0, n.2, 1992b. p.125-136.
- ANNAN, A.P. Ground Penetrating Radar Workshop Notes: Sensors & Software Inc.
- BLEICHER, L; SASAKI, J. **Introdução à difração de raios X em cristais**. Universidade Federal do Ceará, 2000.
- BORGES, H.V. **Holocene Geological Evolution of Sepetiba Bay and Marambaia Barrier Island, Brazil**, 145p Tese (PhD Thesis) - State University of New York, 1998.
- CANDIDO, R. J. F.; MELLO, F. M; SOUSA, G. M.; FARIAS, C. M. M. Análise Geológica-Estrutural auxiliada por Sensoriamento Remoto aplicada aos Estudos Geoambientais no Sub-Gráben Guandu-Sepetiba - RJ. **Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Foz do Iguaçu, PR, 2013.
- CARELLI, S. G. **Evolução Geológica Holocênica da Bacia do Rio Mazomba-Cação, Baía de Sepetiba – RJ**. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia de Engenharia e Ambiental. UFRJ. 2008.
- CARRON, W; GUIMARÃES, O. **As Faces da Física**. São Paulo: Moderna, 2002. 742 p.
- CATANZARO, L. F.; BAPTISTA NETO, J. A.; GUIMARÃES, M. S. D.; SILVA, C. G. **Distinctive sedimentary processes in Guanabara bay - SE, Brazil**, based on the analysis os echo-character (7 KHz). *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 22 (1), p. 69-83, 2004.
- CATUNEANU, O. **Principles of Sequence Stratigraphy**. Amsterdam, Elsevier, 2006. 375 p.

CEIA, R.A.M, 2002. **O método GPR – “Ground Penetrating Radar”**. Monografia do Exame de qualificação do Curso de doutorado em Engenharia de Reservatório e Exploração, 2002.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (Brasil). Projeto Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: CPRM, 1996. CD-ROM.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (Brasil). Projeto Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: CPRM, 2000. CD-ROM.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (Brasil). Projeto Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: CPRM, 2001. CD-ROM.

COSTA, K. B. **Modelagem Geofísica de perfis e mapas para determinação das falhas geológicas através de dados aeromagnéticos e magnetométrico terrestre de alta resolução: “no caso do Graben São João na região de Búzios/RJ”**. Monografia de graduação. Faculdade de Geologia/UERJ. 2009. 80 p.

DANIELS, J. J. **Ground Penetrating radar Fundamentals. Department of Geological Sciences**. (Prepared as an appendix to a report to the U.S.EPA, Region V). Columbus: The Ohio State University, November, 25, 2000.

DAVIS, J.L; ANNAN, A.P. 1989. **Ground- Penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy**: Geophys.Prospl.,37,531-551.

DOURADO, João Carlos. **Textos didáticos, métodos sísmicos**. 2001 Disponível em: <<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/>> Acesso em: 14 jan. 2014.

FERRARI, A. L. A geologia do “rift” da Guanabara (RJ) na sua porção centro-ocidental e sua relação com o embasamento pré-Cambriano. In: **SBG, Congresso Brasileiro de Geologia**, 36. Anais, volume 6: 2858-2872, 1990.

FERRARI, A. L. **Evolução Tectônica do Gráben da Guanabara**. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Curso de Pós-graduação em Geologia sedimentar, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001, 412p.

FRIEDERICHS, Y. L. **O sistema fluvio-estuarino da baía de Sepetiba preservado na estratigrafia rasa da plataforma interna adjacente (RJ)**. Dissertação de mestrado. Pós-Graduação em Oceanografia/UERJ. 2012. 181 p.

GARCÍA, A. F. **O princípio de Huygens**. 2007. Disponível em: <<http://www.fisica.ufs.br/CorpoDocente/egsantana/ondas/snell/snell.htm#El principio de Huygens.>>. Acesso em: 14 ago. 2013.

GEOSOFT Inc. **Oasis Montaj Standard Edition**. Version 6.4.2. 2007.

GEOSOFT Inc. **GMSys modelling**. Version 6.4.2. 2007.

GERLITZ, K.; KNOLL, M. D.; CROSS, G. M.; LUZITANO, R. D.; KNIGHT, R. **Processing ground penetrating radar data to improve resolution of near surface targets**. Proceeding

of Symposium of the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, San Diego, California, USA. 1993.

GILBERT, W. **De Magnete**. English translation in 1893 by P.F. Mattelary, Dover Publications, New York, 1958, 368pp.

GÓES, M. H. de B. **Diagnóstico Ambiental por Geoprocessamento do Município de Itaguaí**. Tese de Doutorado. UNESP - Rio Claro. SP. 1994.

GRANT, J. A; SCHREIBER, R. **Modern swathe sounding and sub-bottom profiling technology for research applications: The Atlas Hydrosweep and Parasound Systems**. Mar. Geophys. Res., 12 (1-2): 9-19. 1990.

GROSSMAN, G. S. **Processamento e interpretação de dados sísmicos de parasound no delta submarino do Amazonas**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha. Universidade Federal Fluminense. Niterói/RJ. 2002.

HERZIG, Rafael Ludwig. **Integração das Técnicas de Refração e Reflexão Sísmica Rasa Aplicada ao Estudo de Barragens - Uhe Piraju II**. Dissertação de Mestrado em Geofísica. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2003.

HUBSCHER, C.; FIGUEIREDO JR, A. G.; KRUSE, L. & SPIEB, V. **High-resolution analysis of the deposition pattern on the Amazon sub-aquatic delta and outer continental shelf**. Mar. Geophys. Res. 23:209-222, 2002.

KEAREY, P; BROOKS, M; IAN, H. **Geofísica de exploração**. Tradução de Maria Cristina Moreira Coelho. São Paulo: Oficina de textos, 2009. 438 p.

KEAREY, P. & VINE, F. J. **Global tectonics**. Blackwell, Oxford, 1990. 302 p.

KELLER, G.V. **Rock and mineral properties: Eletromagnetic Methods in Applied Geophysics**. Tulsa: Soc.Expl.Geophys, ed. Misac N. Nabighian, v.1, 1987.

KLUG, H.P; ALEXANDER, L.E. **X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials**. New York, J, Wiley Sons, 966, 1974.

KNIGHT, R. **Ground penetrating radar for environmental applications**. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 29, p. 22-255. 2001.

LEE, S. H; CHOUGH, S. K.; BACK, G. G.; KIM, Y. B. **Chirp (2 a 7 KHz) echo characters of the South Korea Plateau, East Sea: styles of mass movement and sediment gravity flow**. Marine Geology. v. 184. p. 227-247, 2002.

MACGEE, T. M. High-resolution marine reflection profiling for engineering and environmental purposes. Part A: Acquiring analogue seismic signals. J. Appl. Geophys. 33(4): 271-285. 1995.

MASCIA, Nilson Tadeu. **Tração, compressão e Lei de Hooke**, 2006. Disponível em: <<http://www.fec.unicamp.br/~nilson/apostilas/tracaocompressaoleidehooke.pdf>>. Acesso em: 14 jan. 2014.

MALA GEOSCIENCE. Application Geophysical Program. 2007.

MIRANDA, J. M. A. **Introdução ao geomagnetismo**. Lisboa: Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, 2005. 103 p.

MIRANDA, M. J. **Introdução ao geomagnetismo**. 2009, 78 p.

MOSHER, D. C.; SIMPKIN, P. **Status and trends of marine high-resolution seismic reflection profiling**: data acquisition. *Geoscience Canada*. 26:174-188. 1999.

NASCIMENTO, D. N. **Caracterização de Argilas e Análise Faciológica dos Cordões Arenosos na Planície Costeira da Baía de Sepetiba – Itaguaí/RJ**. Dissertação de mestrado em Geologia. Faculdade de Geologia. Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias. 133 p. 2009.

NETO, A. A. **Uso da sísmica de reflexão de alta resolução e da sonografia na exploração mineral submarina**. *Brazilian Journal of Geophysics*, Vol. 18(3), 2000.

NETO, V. M.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; NEVES, B. B. B. **Geologia do Continente Sul-Americano**: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo. Editora Beca. 2004.

NUFFIELD, E. W. **X-Ray Diffraction methods** – cap. 5; John Wiley & Sons, Inc. 1966.

OLHOEFT, G.R. **Electrical properties of rocks**. *Physical properties of rocks and minerals*. S.1: Touloukian, Y.S., Judd, W.R. and Roy, R.F. McGraw-Hill Book Company, v.2, chapter 9, 1981, p.257-327.

OLIVEIRA JR, J. G. **Dois testes de imageamento com GPR em problemas de controle ambiental em regiões tropicais**: migração de dunas e localização de dutos de óleo enterrados. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte/Natal. Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. 95 p. 2001.

ON. **Observatório Nacional**. Disponível em: <www.on.br>. Acesso em: 04 ago, 2013.

PORSANI, J. L. **Ground Penetrating Radar (GPR)**: proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado- SP. 145f. Tese (Doutorado em Geofísica) – UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Campos de Rio Claro-SP, 1999.

PORSANI, J.L. **Método GPR**: Aplicações em Geologia, Geotecnia, Meio ambiente e Planejamento Urbano. III Escola de Verão de Geofísica. IAG-USP, 2001.

REINHARDT, L.; KUDRASS, H. R.; LUCKGE, A.; WIEDICKE, M.; WUNDERLICH, L; WENDT, G. **High resolution sediment ecosounding off Peru**: Late Quaternary depositional

sequences and sedimentary structures of a current- dominated shelf. Mar. Geophys. Res. 23: 335-351, 2002.

REYNOLDS, J.M. **An introduction to applied and environmental geophysics**. New York: John Willey & Sons, 1997. 806 p.

RIBEIRO, H. J. P. **Estratigrafia de seqüências – fundamentos e aplicações**. São Leopoldo, 2000. 428 p.

RICCOMINI, C.; PELLOGIA, A.U.G.; SALONI, J.C.L.; KOHNKE, M.W.; FIGUEIRA, R.M. **Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil)**. Journal of South American Earth Sciences, v. 2, n. 2, p. 191-197. 1989.

RIO DE JANEIRO (Estado). **Secretaria de Meio Ambiente**. Programa de Zoneamento Econômico - Ecológico do Estado do Rio de Janeiro. Projeto I: Diagnóstico Ambiental da Bacia Hidrográfica da Baía de Sepetiba. Rio de Janeiro; Secretaria de Estado de Meio Ambiente; Universidade Federal do Rio de Janeiro; Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, 1996. 55p.

RONCARATI, H.; BARROCAS, S.L.S. **Projeto Sepetiba**: Estudo geológico preliminar dos sedimentos recentes superficiais da Baía de Sepetiba, Município do Rio de Janeiro, Itaguaí e Mangaratiba, RJ. Rio de Janeiro: CENPES-Petrobras (Relatório preliminar). 1978.

SACASA, R. J. V; MOURA, H.P; OLIVEIRA, M.J. **Um ensaio experimental de sísmica de refração e a relação com o quadro estratigráfico local na localidade de Porto do Céu, município de Santana/AP**, 2004. Disponível em:
<<http://www.iepa.ap.gov.br/arquivopdf/ceramitec/seismic.pdf>> Acesso em: 14 jan. 2014.

SAMPAIO, A. C. **Considerações Sobre a Evolução Geológica Geomorfológica Recente da Baía de Sepetiba**: Litoral Sudeste do Estado do Rio de Janeiro, 2002. 138f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Curso de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.

SAMPAIO, A. C. O. **Controle dos lineamentos estruturais na evolução recente da Baía de Sepetiba**. Tese de Doutorado em Geografia. UFRJ. 2009.

SANDMEIER, K.J. REFLEXW Version 4.5 for Windows 9x/2000/NT/XP. **Program for the processing of seismic, acoustic or electromagnetic reflection, refraction and transmission data**. Manual do Software. Karlsruhe, 2008.

SANTOS, P. S. **Ciência e tecnologia de argilas v. 1**. ed. Edgard Blücher Ltd, 1989.

SEMADS. **Bacias Hidrográficas e Recursos Hídricos da Microrregião Ambiental 2 – Bacia da Baía de Sepetiba**. Rio de Janeiro. 2001, 79p.

SILVA. L. G. **Metodologia geofísica para discriminação de corpos intrusivos na Província Alcalina do Alto Paranaíba – MG**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade de Brasília. 2006, 117p.

SONARWIZ PROGRAM. Version 5.0, 2013.

SOUZA, L. A. P. **Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas**. Tese de Doutorado. Instituto Oceanográfico/USP. 283 p. 2006.

SOUZA, D. M. Uso do radar para avaliação geofísica da Contaminação dos postos de combustíveis Bráz de Aguiar (Belém/PA) e São Paulo (Abaetetuba/PA). 2008. 56f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica) - Faculdade de Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2008.

STRATTON, J.A. **Electromagnetic Theory**. McGraw Hill Book Company, New York, 1941.

SUGUIO, K. **Introdução à Sedimentologia**. São Paulo, SP: Editoras Edgard Blucher - EDUSP. 317 p. 1973.

SUGUIO, K. **Papel da Neotectônica na evolução do litoral brasileiro**. In Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Salvador. Boletim de Resumos Expandidos. Salvador: SBG. v. 5, p. 473-476. 1996.

SUGUIO, K. **Tópicos de geociências para o desenvolvimento sustentável: as regiões litorâneas**. Geologia USP: Série Didática, São Paulo, v. 2, n. 1, 40 p. 2003.

TEIXEIRA, W; FAIRCHILD, T.R; TOLEDO, M.C.M.; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra**. 2 ed. São Paulo: Nacional, 2009. 624 p.

UNIVERSIDADE DE AVEIRO/Portugal. Departamento de Geociências. **Métodos Sísmicos**. Disponível em: <<http://geo.web.ua.pt/index.php?view=article&metodos-geofisicos>>. Acesso em: 04 ago. 2013.

VAIL, P. R. **Sequence stratigraphy workbook**. Fundamentals of Sequence Stratigraphy. Am. Assoc. Pet. Geol. Annu. Conv. Short Course Notes. Tulsa, Okla, 1988.

VINE, F. J; MATTHEWS D. H. **Magnetic anomalies over oceanic ridges**. Nature, 199. 947-949, 1963.

VILLENA, H. H. **Evolução Sedimentar do Cone de Sedimentação do Rio Guandu - Sepetiba – RJ**. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis. Faculdade de Geologia. UERJ. 2007.

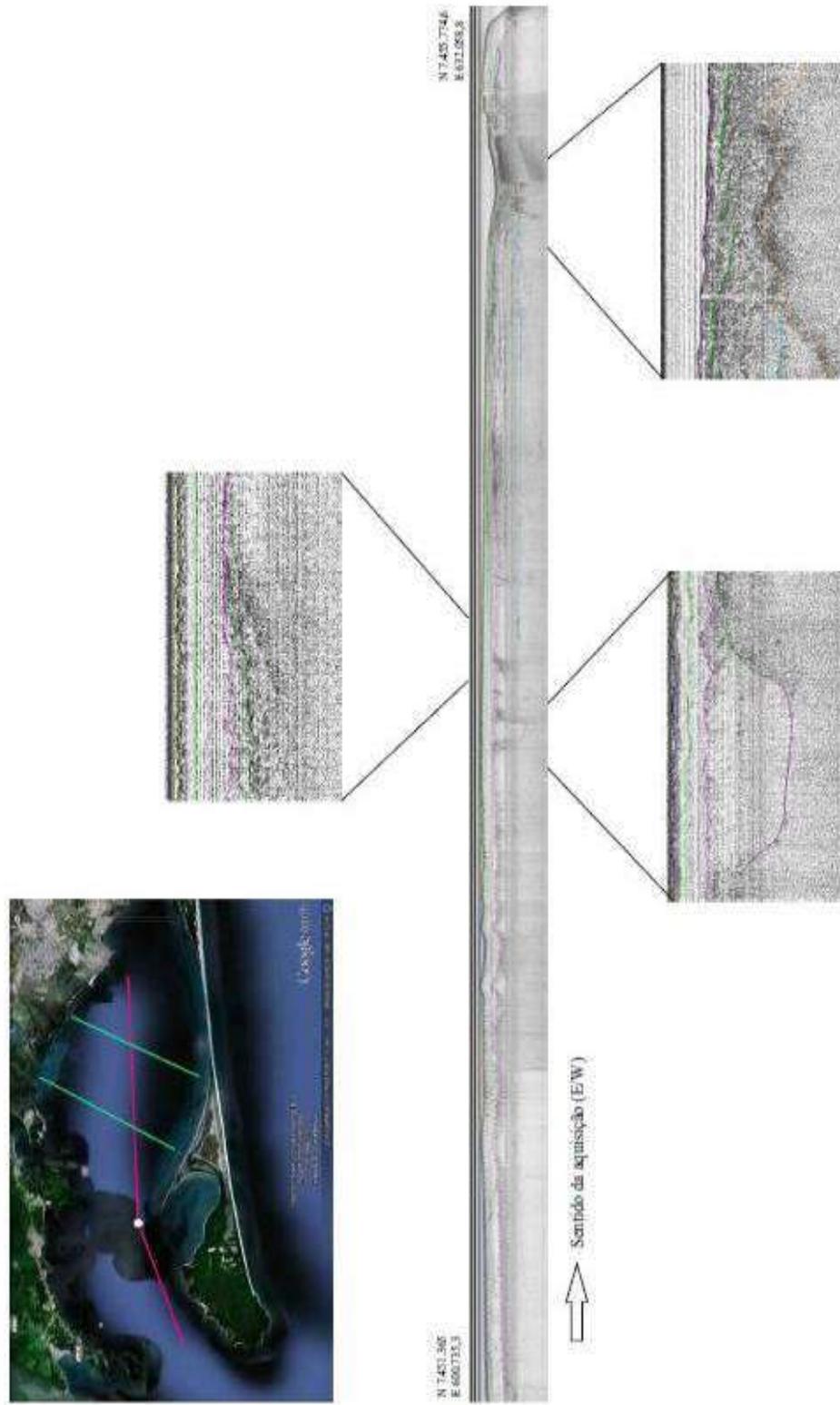
WARD, S. H.; HOHMANN, G. W. **Electromagnetic theory for geophysical applications**. In: NABIGHIAN, M. N. (ed.) *Electromagnetic methods in applied geophysics: theory*. Tulsa: Society of Exploration Geophysics. Chapter 4, 130-311 p. 1987.

WUNDERLICH, J; MUELLER, S. **High-resolution sub-bottom profiling using parametric acoustics**. International Ocean Systems. 1,1:7. 2003.

XAVIER, P.N. **Processamento e interpretação de dados de GPR 2D e 3D: aplicação no imageamento de estruturas de dissolução em calcário no campo de Fazenda Belém-CE**. Tese de doutorado. PGG/UFRN, 2004.

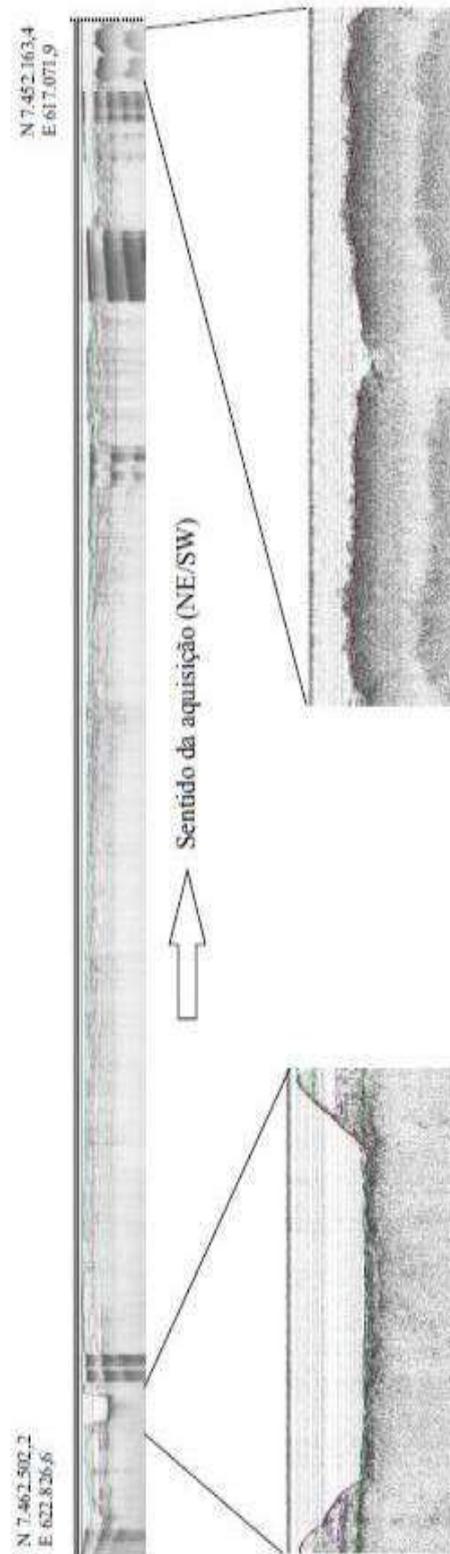
ZALÁN, P.V.; OLIVEIRA, J.A.B de. **Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil**. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.13, n.2, p. 269-300, 2005.

APÊNDICE A – Perfil Sísmico 01 - Linha rosa, da esquerda para direita, na imagem do Google Earth acima do perfil



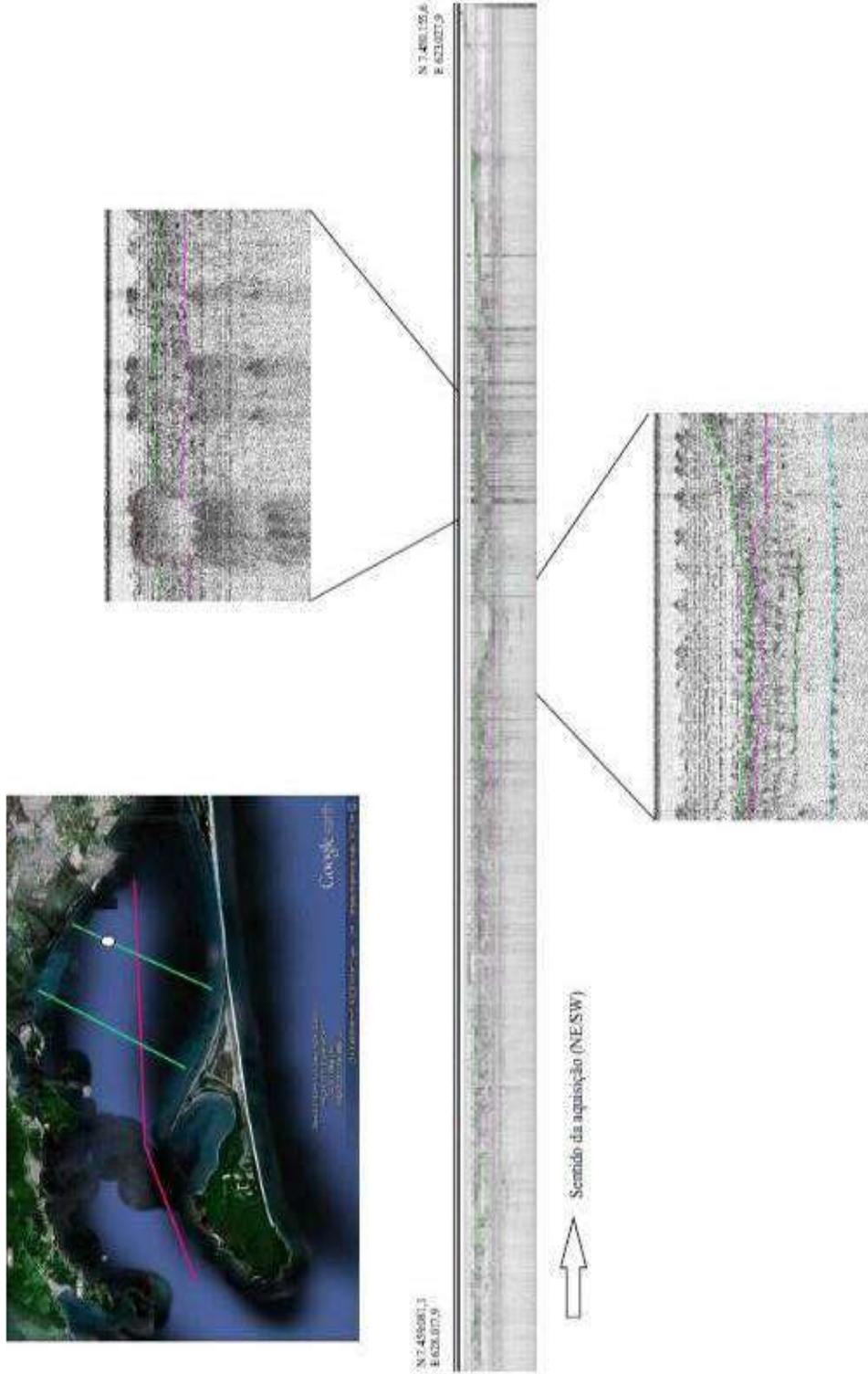
Fonte: A autora, 2014.

APÊNDICE B – Perfil Sísmico 02 - Linha verde da esquerda na imagem do Google Earth acima do perfil



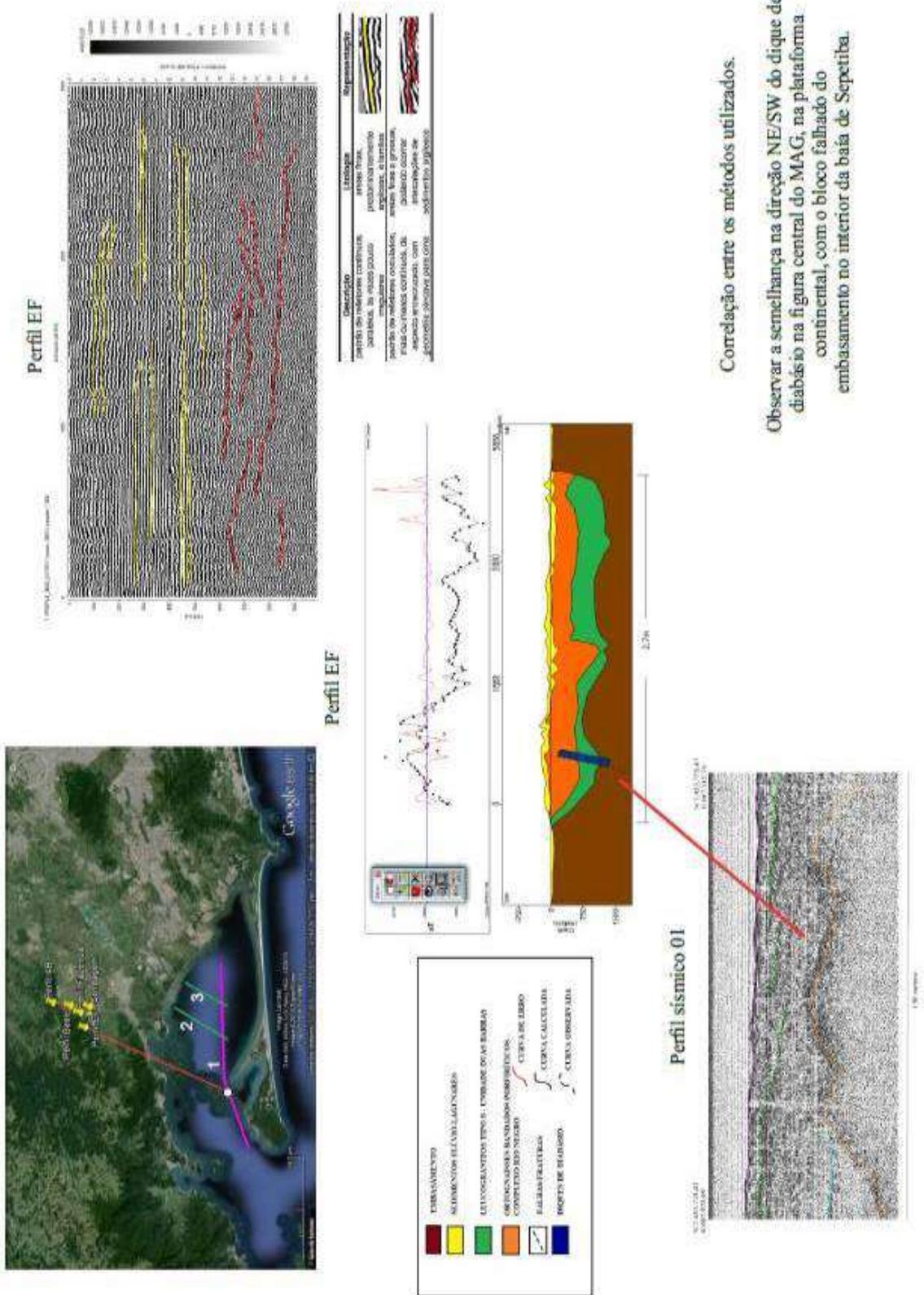
Fonte: A autora, 2014.

APÊNDICE C – Perfil Sísmico 03 - Linha verde à direita na imagem do Google Earth acima do perfil.



Fonte: A autora, 2014.

APÊNDICE D – Correlação entre os métodos utilizados



Fonte: A autora, 2014.