UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

INVESTIGANDO COM GPR A PLANÍCIE LITORÂNEA DE BARRA DO JACUÍPE, LITORAL NORTE DO ESTADO DA BAHIA

DANIEL CARNEIRO MELLO

SALVADOR – BAHIA
JANEIRO – 2008

Investigando com GPR a planície litorânea de Barra do Jacuípe, litoral norte do Estado da Bahia

por

Daniel Carneiro Mello

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

Departamento de Geologia e Geofísica Aplicada

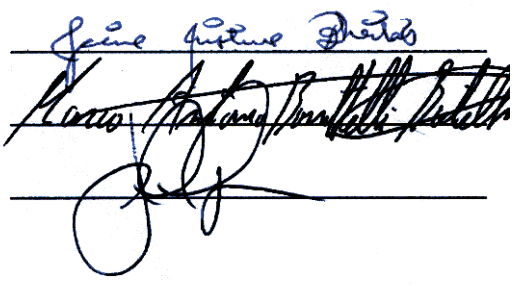
do

Instituto de Geociências

da

Universidade Federal da Bahia

Comissão Examinadora



Dra. Jacira Cristina Batista de Freitas - Orientadora

Dr. Marco Antonio Barsottelli Botelho

Dr. Luiz César Corrêa Gomes

Data da aprovação: 25/01/2008

Dedico este trabalho aos meus pais,
minha família e amigos.

RESUMO

Neste trabalho foi utilizado o método geofísico eletromagnético GPR (Ground Penetrating Radar) como ferramenta para a investigação da subsuperfície na região de Barra do Jacuípe, localizada no litoral norte do Estado da Bahia.

Nas duas aquisições realizadas no local, foi utilizada uma antena com freqüência central de $200MHz$ com uma configuração de afastamento constante. Durante a primeira aquisição, foram adquiridas 3 seções de GPR, e na segunda, 4 seções foram obtidas. A aquisição dos dados foi feita com o equipamento SIR SYSTEM 2000, da GSSI.

Seguindo um fluxo básico de processamento de dados de radar, os dados foram então submetidos às etapas de processamento com a utilização do sofware RADAN 6.5 da GSSI (Geophysical Survey Systems, Inc.). Devido à boa qualidade dos dados e objetivos propostos para este trabalho, não se fez necessário o cumprimento de todas as etapas do processamento.

Após o processamento dos dados, os radargramas gerados foram interpretados. Os resultados obtidos, como por exemplo, fortes refletores evidenciando a deposição de materiais geológicos em diferentes épocas, refletores distinguindo diferentes materiais, atenuação do sinal à medida que íamos nos aproximando do mar, demonstraram a aplicabilidade do método e eficiência a depender do ambiente a ser estudado.

ABSTRACT

In this work was used the geophysical electromagnetic method GPR (Ground Penetrating Radar) as tool for the investigation of the subsurface in the region of Barra of the Jacuípe, located in the coast north of the State of the Bahia.

In the two acquisitions carried through in the place, was used an antenna with central frequency $200MHZ$ with a configuration of constant removal. During the first acquisition, 3 sections of GPR had been acquired, and in the second, 4 sections had been gotten. The acquisition of the data was made with equipment SIR SYSTEM 2000, of the GSSI.

Following a basic flow of data processing of radar, the data then had been submitted to the stages of processing with the use of sofware RADAN 6,5 of the GSSI (Geophysical Survey Systems, Incorporation). Due to good quality of the data and objectives considered for this work, if it did not make necessary the fulfilment of all the stages of the processing.

After the processing of the data, the generated radargramas had been interpreted. The gotten results, as for example, reflecting forts evidencing the deposition of geologic materials at different times, reflectors distinguishing different materials, attenuation of the signal to the measure that we went in approaching to the sea, had demonstrated to the applicability of the method and efficiency to depend on the ambient to be studied.

ÍNDICE

RESUMO iii

ABSTRACT iv

ÍNDICE v

ÍNDICE DE FIGURAS vii

INTRODUÇÃO 1

CAPÍTULO 1 Princípios e teoria do método GPR 3
1.1 Histórico 3
1.2 Áreas de aplicação 4
1.2.1 Geologia/Geofísica 4
1.2.2 Glaciologia 4
1.2.3 Arqueologia 5
1.2.4 Engenharia e construção 5
1.2.5 Ambiental 5
1.3 Conceito e princípios de funcionamento do equipamento 6
1.4 Propriedades dielétricas dos materiais 8
1.5 Princípios físicos do método GPR 14
1.5.1 Propagação de ondas eletromagnéticas 14
1.5.2 Perda e atenuação da energia do sinal de GPR 19
1.5.3 Profundidade de investigação do GPR 26
1.6 Os princípios eletromagnéticos que regem o comportamento do radar 27
1.6.1 Equações de Maxwell 27
1.6.2 Relações Constitutivas 28
1.6.3 Condições de Contorno 29
1.6.4 A Equação da Eikonal 34
1.7 Aquisição dos dados de GPR 35
1.7.1 Parâmetros de aquisição 35
1.7.2 Principais arranjos de aquisição dos dados 36

CAPÍTULO 2 Geologia da Área 39
2.1 Localização da área de estudo 39
2.2 Geologia e Geomorfologia 39

2.2.1 Evolução Paleogeográfica 43

CAPÍTULO 3 Processamento e Interpretação dos Dados de GPR 46

3.1 Procedimento utilizado em campo 46

3.2 Processamento dos dados 46

3.2.1 Objetivo 46

3.2.2 Etapas do processamento 47

3.3 Interpretação dos dados 52

3.3.1 Interpretação dos radargramas obtidos durante a primeira aquisição . 52

3.3.2 Interpretação dos radargramas obtidos durante a segunda aquisição . 60

CAPÍTULO 4 Conclusões 72

Agradecimentos 73

Referências Bibliográficas 74

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1 Equipamento de GPR da GSSI em funcionamento no campo. 6
1.2 Constituintes Básicos do Sistema GPR (Reynolds, 1997). 7
1.3 Velocidades das ondas de rádio em função da constante elétrica relativa (Reynolds,1997). 11
1.4 Distâncias proibitivas em função da freqüência para diferentes materiais (Cook, 1975). 12
1.5 Velocidades da onda eletromagnética em função da porosidade para materiais granulares saturados com ar e água (Reynolds,1997) 13
1.6 Relação entre velocidade e freqüência para as diferentes condutividades. Adaptado de Davis e Annan, 1989. 15
1.7 Alvos de radar e suas respectivas imagens. a) alvo pontual; b) camada com borda abrupta; c) embasamento ou interface entre duas camadas. O primeiro e o segundo caso produzem hipérboles de difração. 18
1.8 Relação entre atenuação e freqüências a diferentes condutividades (adaptada de Davis e Annan, 1989). 20
1.9 Ilustração dos principais fatores responsáveis pelas perdas do sinal eletromagnético. 21
1.10 Variação da profundidade de pele (m) (δ) em função da resisitividade (ohm.m) para $\varepsilon_r = 8$ *e* 40 (McCann, Jackson e Fenning,1988). 22
1.11 Condições nas quais o fator de perda ($tanD$) $\ll 1$ (Reynolds, 1997) 24
1.12 Bloco diagrama ilustrando a energia irradiada e de retorno no sistema GPR (Annan e Davis, 1977). 26
1.13 A condição de contorno normal. 30
1.14 A condição de contorno tangencial 32
1.15 Convenção relativa à direção da normal positiva $\vec{n}_o$ para a direção de circulação em torno de um contorno C_o. 32
1.16 Principais modos de aquisição de dados de radar: a) Afastamento constante, b) Tipo CMP, c) Tipo WARR, d) Transluminação (tomografia). 38

2.1 Mapa de acesso ao local de estudo, (CETREL). 40
2.2 Mapa Geológico Regional modificado do Mapa Geológico do Estado da Bahia, (Barbosa e Domingues, 1996). 41

2.3 Imagem ampliada da área referenciada no mapa da Figura2.1 mostrando o Mapa Geológico Local modificado do Mapa Geológico do Quaternário Costeiro do Estado da Bahia; Louis Martin, *et al*, 1980. 42
2.4 Esquema da evolução paleogeográfica quaternária da costa do Estado da Bahia (Modificado de Dominguez et al., 1981). 45

3.1 Visualização do header do radargrama Jacuípe1.3. 48
3.2 Radargrama Jacuípe1.3, visualizado sem nenhum processamento. 49
3.3 Radargrama Jacuípe1.3, visualizado apenas com o pré-processamento de campo. 50
3.4 Parâmetros utilizados na aplicação de ganho linear ao dado Jacuípe1.3. . . . 50
3.5 Radargrama Jacuípe1.3 após a aplicação de ganho linear. 51
3.6 Radargrama Jacuípe1.3, após aplicação de migração do tipo Kirchhoff com velocidade constante de 0,15 m/ns. 52
3.7 Disposição espacial dos perfis obtidos durante as duas aquisições de GPR no litoral norte da Bahia, (Google Earth). 53
3.8 Fotografia da área de levantamento GPR, mostrando a direção e o sentido de aquisição do perfil Jacuípe1.1 e o cruzamento dele com o perfil Jacuípe1.2. . 54
3.9 Radargrama Jacuípe1.1 visualizado e interpretado, orientado NW-SE, perpendicular à praia. 55
3.10 Fotografia da área de levantamento GPR, mostrando a direção e o sentido de aquisição do perfil Jacuípe1.2 e o cruzamento dele com os perfis Jacuípe1.1 e Jacuípe1.3. 56
3.11 Radargrama Jacuípe1.2 visualizado e interpretado, orientado NE-SW, paralelo à praia. 57
3.12 Fotografia da área de levantamento GPR, mostrando a direção e o sentido de aquisição do perfil Jacuípe1.3 e o cruzamento dele com o perfil Jacuípe1.2. . 58
3.13 Radargrama Jacuípe1.3 visualizado e interpretado, orientado NW-SE, perpendicular à praia. 59
3.14 Radargrama Jacuípe2.1 visualizado e interpretado, orientado NW-SE, perpendicular à praia. 62
3.15 Sequência de fotografias da área de levantamento GPR, mostrando a aquisição do perfil Jacuípe2.2. 63
3.16 Radargrama Jacuípe2.2 visualizado e interpretado, orientado SE-NW, perpendicular à praia. 65
3.17 Sequência de fotografias da área de levantamento GPR, mostrando a aquisição do perfil Jacuípe2.3. 66
3.18 Radargrama Jacuípe2.3 visualizado e interpretado, orientado NW-SE, perpendicular à praia. 68
3.19 Fotografia da área de levantamento GPR, mostrando a aquisião do perfil Jacuípe2.4. 69

3.20 Radargrama Jacuípe2.4 visualizado e interpretado, orientado NE-SW, paralelo à praia. 71

INTRODUÇÃO

O GPR (Ground Penetrating Radar) é uma técnica de imageamento em subsuperfície baseada na detecção de ondas eletromagnéticas transmitidas e refletidas que se propagam através da subsuperfície. Este método tem ganhado força e aceitação em sua aplicabilidade, principalmente devido às suas facilidades operacionais, portabilidade dos equipamentos utilizados na aquisição dos dados, velocidade de execução dos ensaios, similaridades cinemáticas entre o comportamento das ondas sísmicas e eletromagnéticas, podendo fornecer informações precisas num curto período de tempo e ainda mantendo a integridade física dos sistemas investigados, servindo como uma avaliação geofísica não destrutiva.

O GPR apresenta boa discriminação e resolução por empregar freqüências acima de $10^7 Hz$, contudo, sua utilização está condicionada à profundidade de penetração do sinal no solo, que é função das propriedades elétricas intrínsecas aos ambientes de investigação, principalmente da constante dielétrica e condutividade elétrica.

As aplicações do GPR podem ser agrupadas em duas linhas de pesquisa, as quais se diferenciam com base nas freqüências principais das antenas empregadas. A primeira, nas aplicações geológicas, onde a profundidade de penetração tende a ser mais importante que uma resolução muito boa, são usadas antenas com freqüências menores ou iguais a 500MHz; a segunda, são nas aplicações da engenharia ou em testes não destrutivos, onde são usadas antenas com freqüências a partir de 500MHz, tipicamente 900MHz ou 1GHz. Como regra geral, quanto maior a freqüência da fonte, maiores os efeitos dispersivos na amplitude do sinal, menor o comprimento de onda, acarretando em menores profundidades de investigação, contudo, fornecendo dados de maior resolução (Davis e Annan, 1989). Portanto, é ideal para ser aplicado em investigações rasas, tais como: detecção de estruturas enterradas, detalhamento de estratificação de solo, trabalhos geotécnicos e arqueológicos, estudos de contaminação do solo e no estudo de análogos de reservatórios de petróleo. Além disso, em situações favoráveis, pode ser empregado em exploração mineral e de água subterrânea.

Neste trabalho, apresentamos no Capítulo 1 uma introdução à ferramenta geofísica empregada, fornecendo um histórico sobre as aplicações iniciais do GPR, bem como conceitos sobre o equipamento e seus princípios de funcionamento. Abordamos sobre as propriedades dielétricas dos meios, as quais são de fundamental importância para um bom entendimento da eficiência do método GPR. Discutimos sobre a propagação da onda eletromagnética emitida pelo equipamento e de que maneira sua energia é atenuada. Por fim, resumimos aspectos em relação à aquisição de dados, tais como, principais parâmetros e arranjos.

O capítulo 2 refere-se à área de estudo, descrevendo a sua localização, geologia e geomorfologia, além de tentar explicar a evolução paleogeográfica da região estudada.

No capítulo 3, referimo-nos ao processamento e interpretação dos dados reais adquiridos em campo. São descritos tanto o procedimento adotado na aquisição dos dados, bem como o objetivo e as etapas do processamento utilizado, ilustrados tomando como exemplo o perfil Jacuípe1.3. Foram realizadas duas aquisições no local, com a obtenção de 3 perfis na primeira e mais 4 perfis durante a segunda. Todos os dados foram processados no *software* RADAN 6.5 (GSSI, 2005). A interpretação dos dados foi feita com base em estudos paleogeológicos da região descritos em livros e com base em opiniões de diferentes professores de geologia e geofísica. Ao realizar este trabalho, tivemos como intuito descrever toda a teoria necessária para um bom entendimento acerca do método utilizado, descrever todo o processamento que pode ser aplicado para a melhoria dos dados adquiridos em campo, demonstrar a eficácia do método GPR através de uma aplicação prática tentando assim investigar a subsuperfície do local estudado através da interpretação dos radargramas obtidos.

Por fim, apresentamos no capítulo 4 as conclusões a respeito dos dados analisados.

CAPÍTULO 1

Princípios e teoria do método GPR

1.1 Histórico

Desde os anos sessenta, o GPR tem sido utilizado em aplicações geológicas, especialmente com relação ao desenvolvimento de sondagens de ressonância nas calotas de gelo polar. A primeira utilização dos sinais eletromagnéticos (EM) para localizar objetos enterrados é atribuída a Hulsmeyer (Alemanha, 1904), mas a primeira publicação de tais investigações foi em 1910 por Leimbach e Lowy. Os sistemas utilizados nestas investigações empregaram transmissões de ondas contínuas.

Muitas técnicas que empregam pulsos eletromagnéticos foram desenvolvidas, principalmente pelas forças armadas, nas cinco décadas seguintes. A técnica do GPR foi desenvolvida inicialmente para fins de defesa durante a Segunda Guerra Mundial. Durante a Guerra do Vietnã, as forças armadas dos EUA começaram a desenvolver sistemas de GPR para localizar labirintos de túneis escavados e usados pelos vietcongs.

Desde o princípio, os estudos com o equipamento tiveram como objetivo o aprimoramento das operações de aquisição, resolução, penetrabilidade e interpretação de dados coletados, proporcionando uma maior empregabilidade do método. Houve uma larga aceitação do método de GPR em certas áreas da engenharia civil, como na análise de pavimentos e na descoberta de túneis e tubulações. Também foi muito utilizado para identificar áreas potenciais de escavações em estudos arqueológicos.

As utilizações do GPR documentadas na literatura incluem a determinação de espessuras de camadas de gelo por Harrisson (1970), Campbell e Orange (1974); resolução de problemas geotécnicos e de engenharia por Ulriksen (1982); mapeamento de estruturas salinas por Nickel et al. (1983); estudo de contaminação ambiental por Davis e Annan (1989); além de muitas outras aplicações geológicas e na engenharia civil descritas por (Moorman, Judge e Smith, 1991), (Doolittle, 1993), (P., Meier e Pugin, 1994), entre outros.

O GPR, tal como conhecemos hoje, foi desenvolvido pelo exército dos EUA durante a Guerra do Vietnã para fins já descritos anteriormente. Ao final da guerra, o potencial do GPR para aplicações civis foi identificado pela Geophysical Survey Systems Incorporated

(GSSI) em uma das maiores empresas fornecedoras do equipamento atualmente. Outros fabricantes, como a PulseEKKO (Sensor e Software Ltd., Canadá) e a ERA Technologies Ltd. (Reino Unido) também desenvolveram sistemas de GPR.

1.2 Áreas de aplicação

Com bons resultados, as aplicações do GPR estendem-se a diversas áreas do conhecimento:

1.2.1 Geologia/Geofísica

- Investigações geológicas glaciais;
- Localização de falhas, diques, intrusões, etc;
- Mapeamento de fraturas em rochas;
- Mapeamento de depósitos superficiais;
- Mapeamento de subsidências;
- Detecção de fissuras e cavidades naturais;
- Mapeamento da geometria de arcabouços arenosos;
- Mapeamento estratigráfico de solos;
- Exploração mineral e avaliação de recursos;
- Mapeamento da camada de sedimentos em lagos;
- Mapeamento de estruturas geológicas; e
- Investigação de Permafrost.

1.2.2 Glaciologia

- Mapeamento de águas condutivas em geleiras;
- Mapeamento estratigráfico de neve;
- Determinação do balanço de massa sub-glacial;
- Estudo da movimentação das geleiras;
- Determinação de estruturas glaciais internas;

- Determinação da espessura das camadas de gelo; e
- Determinação do tipo de gelo (marinho ou lacustre).

1.2.3 Arqueologia

- Mapeamento pré-escavação;
- Detecção de criptas e tumbas;
- Localização de estruturas enterradas; e
- Detecção e mapeamento da infra-estrutura das antigas civilizações.

1.2.4 Engenharia e construção

- Análise de pavimentos de estradas;
- Localização de dutos e cabos;
- Localização de vigas;
- Teste da qualidade de peças construídas;
- Localização de vazios;
- Medida do conteúdo de água em solos; e
- Estudos em barragens subterrâneas.

1.2.5 Ambiental

- Localização de escapamentos de gás;
- Mapeamento e monitoração de contaminantes em aquíferos;
- Mapeamento de plumas de contaminação;
- Investigações em aterros sanitários e lixões;
- Localização de tanques de combustível enterrados e derrames de óleo; e
- Investigações hidrogeológicas.

1.3 Conceito e princípios de funcionamento do equipamento

O GPR (Radar de Penetração no Solo) é um método geofísico não destrutivo e não invasivo similar ao princípio da reflexão sísmica e à técnica do sonar. Consiste na emissão de pequenos pulsos eletromagnéticos (espectros com frequência variando entre 10 e 2500MHz) através de uma antena transmissora. Consta também do equipamento uma antena receptora, que capta os sinais refletidos e/ou difratados das feições de subsuperfície, além de um receptor que pode ou não ter disco rígido ou saída gráfica. Existem sistemas avançados que têm um computador conectado, facilitando assim o processamento dos dados durante a aquisição e após o seu registro. Nas figuras 1.1 e 1.2 são mostrados, respectivamente, uma foto do GPR durante uma aquisição de dados em campo e uma gravura com os principais constituintes do equipamento.

Figura 1.1: Equipamento de GPR da GSSI em funcionamento no campo.

O trem de onda gerado pela antena transmissora (Tx) viaja com uma velocidade de 300.000 km/s (ou 0.3 m/ns no ar) e leva algumas dezenas a milhares de nanosegundos ($1ns = 10^{-9} segundos$) de tempo de trânsito até retornar à antena receptora (Rx). Esta onda que se propaga no meio, sofre interferências nas interfaces entre materiais de diferentes propriedades eletromagnéticas. Portanto, parte da energia da onda será refletida e parte será absorvida em maiores profundidades. O coeficiente de reflexão numa interface dielétrica é dado pela expressão:

$$R_i = \frac{K_i^{1/2} - K_{i+1}^{1/2}}{K_i^{1/2} + K_{i+1}^{1/2}} \tag{1.1}$$

onde K_i e K_{i+1} representam as constantes dielétricas do meio superior e inferior, respectivamente.

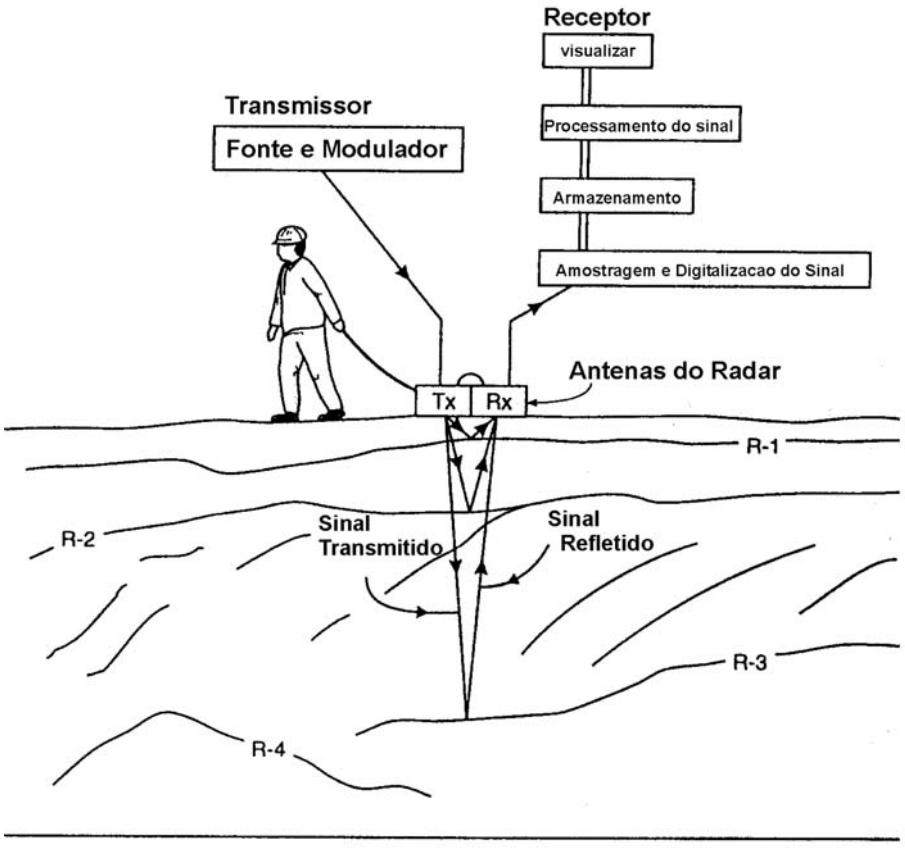


Figura 1.2: Constituintes Básicos do Sistema GPR (Reynolds, 1997).

A antena receptora marca os sinais refletidos em uma escala vertical baseada no tempo e os grava em um dispositivo de armazenamento digital, registrando estas chegadas em diferentes pontos da superfície, gerando uma sequência de traços, que quando coletados ao longo de um caminhamento resulta nas seções 2D denominadas de radargramas. Esta exibição é análoga a uma seção sísmica (sismograma). Portanto, o registro final decorrente de um pulso de radar é uma curva de amplitude *versus* tempo de chegada, semelhante a um traço sísmico, com a diferença de que a escala de tempo é muito menor no radar (da ordem de nanosegundos) do que na sísmica (da ordem de milisegundos). Os radargramas são utilizados para avaliar e localizar espacialmente objetos além de uma superfície de interesse (investigação). Ao contrário de outros métodos geofísicos que são capazes de detectar somente corpos metálicos ou condutores, o GPR pode encontrar e caracterizar estruturas de subsuperfícies metálicas e não metálicas.

A duração do pulso transmitido deve ser suficientemente pequena (tipicamente 20ns, dependendo da freqüência e do tipo da antena) para prover uma maior resolução das reflexões. Logo, é importante que a forma e as características da onda transmitida sejam determináveis e altamente repetitivas. A maneira com que os sinais registrados são exibidos em um registrador gráfico, por exemplo, é determinada pelo operador. Sinais com amplitude maior do que o ponto fixo inicial são impressos de preto na seção de radar. Exibições também podem ser em termos de área variável ou traço simples (da mesma maneira que na exibição de dados sísmicos). Comumente, a gravação digital em sistemas mais sofisticados exibem as amplitudes dos sinais de acordo com uma escala cinzenta ou em uma palheta de cores; por exemplo, as reflexões mais fortes podem ser impressas pelas cores mais fortes. Vale salientar que o evento de reflexão consiste em vários impulsos, não somente um, e é imperativo que se tenha isto em mente durante a interpretação dos dados de GPR.

1.4 Propriedades dielétricas dos materiais

A técnica de Radar de Penetração no Solo emite pulsos de ondas eletromagnéticas de alta freqüência, onde a velocidade de propagação do sinal depende, exclusivamente, das propriedades elétricas intrínsecas do meio. São as mudanças nestas propriedades que fazem com que parte do sinal seja transmitido, refletido e/ou difratado.

As propriedades do meio que afetam a propagação das ondas eletromagnéticas são a permissividade dielétrica ou constante dielétrica (ε), a permeabilidade magnética (μ) e a condutividade elétrica (σ). Estas propriedades eletromagnéticas são, em geral, independentes das propriedades mecânicas (elásticas) do meio. Entretanto, a permissividade elétrica e a condutividade elétrica são fortemente afetadas pelo conteúdo fluido no meio, e portanto, pela porosidade, fraturas e tipo de fluido no meio. Os ambientes terrestres raramente apresentam permeabilidade magnética diferente da unidade, excetuando-se alguns minerais magnéticos contendo porções ferrosas como apresentado por Telford e Sheriff (1991). Portanto, mudanças na velocidade devem ser somente devidas às constantes dielétricas ou às mudanças na condutividade do meio.

A permissividade elétrica ou constante dielétrica é uma função complexa, tendo componentes real e imaginária, tal como mostrado a seguir (Quadro 1.1).

A permissividade complexa ε^* de um material não condutivo é dada por:

$$\varepsilon^* = \varepsilon^{'} + i\varepsilon^{''}$$

Onde $\varepsilon^{''}$ é plotado como uma função de $\varepsilon^{'}$, o resultado do gráfico é um semicírculo. Se o material tem condutividade σ, então:

$$\varepsilon^* = \varepsilon^{'} + i(\varepsilon^{''} + \frac{\sigma_s}{\sigma\varepsilon_0})$$

Onde σ_s é a condutividade estática ou DC, e ε_0 é a permissividade do vácuo. Em baixas freqüências, o termo DC é predominante e produz uma cauda característica de baixa freqüência. O termo $\varepsilon^{''}$ é dependente da freqüência, pouco relacionada com a resposta do fenômeno de relaxação associado com as moléculas de água (King e Smith, 1991). A condutividade complexa σ^* é dado por:

$$\sigma^* = \sigma^{'} + i\sigma^{''} = jw\varepsilon_0\varepsilon^*$$

Quadro 1.1 Permisividade e condutividade complexas (Reynolds, 1997)

A parte real da constante dielétrica é geralmente chamada de constante dielétrica relativa ε_r, a qual representa a relação da capacidade de estocar campo elétrico de um material com relação à do vácuo. Deste modo, tem-se:

$$\varepsilon_r = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} \tag{1.2}$$

onde, ε_0 é a constante dielétrica no vácuo, ε a constante dielétrica do meio em questão e ε_r a constante dielétrica relativa. A constante dielétrica relativa ε_r, varia de 1(ar) até 80(água). Para a maioria dos materiais geológicos, ε_r está compreendida entre 3 e 30 (ver tabela 1.1).

Material	$\varepsilon_r(mS/m)$	V(mm/ns)
Ar	1	300
Água (doce)	81	33
Água (mar)	81	33
Neve polar	1,4-3	194-252
Gelo polar	3-3,15	168
Gelo temperado	3,2	167
Gelo puro	3,2	167
Lago de água doce congelado	4	150
Gelo do mar	2,5-8	78-157
Permafrost	1-8	106-300
Areia litoral (seca)	10	95
Areia (seca)	3-6	120-170
Areia (saturada)	25-30	55-60
Silte (saturado)	10	95
Argila (saturada)	8-15	86-110
Solo argiloso (seco)	3	173
Pântano	12	86
Campo agrícola	15	77
Campo de pastagem	13	83
Solo comum	16	75
Granito	5-8	106-120
Calcáreo	7-9	100-113
Dolomita	6,8-8	106-115
Basalto (molhado)	8	106
Xisto (saturado)	7	113
Arenito (saturado)	6	112
Carvão	4-5	134-150
Quartzo	4,3	145
Concreto	6-30	55-112
Asfalto	3-5	134-173
PVC, Epoxy, Polyesters	3	173

Tabela 1.1 Constantes dielétricas relativas e velocidades das onda para alguns materiais geológicos e artificiais (Reynolds, 1997).

Consequentemente, o intervalo de velocidades das ondas eletromagnéticas é grande (Quadro 1.2), variando de 0,06 a 0,175 m/ns (Figura 1.3). Já a velocidade das ondas no ar é de aproximadamente 0,30 m/ns.

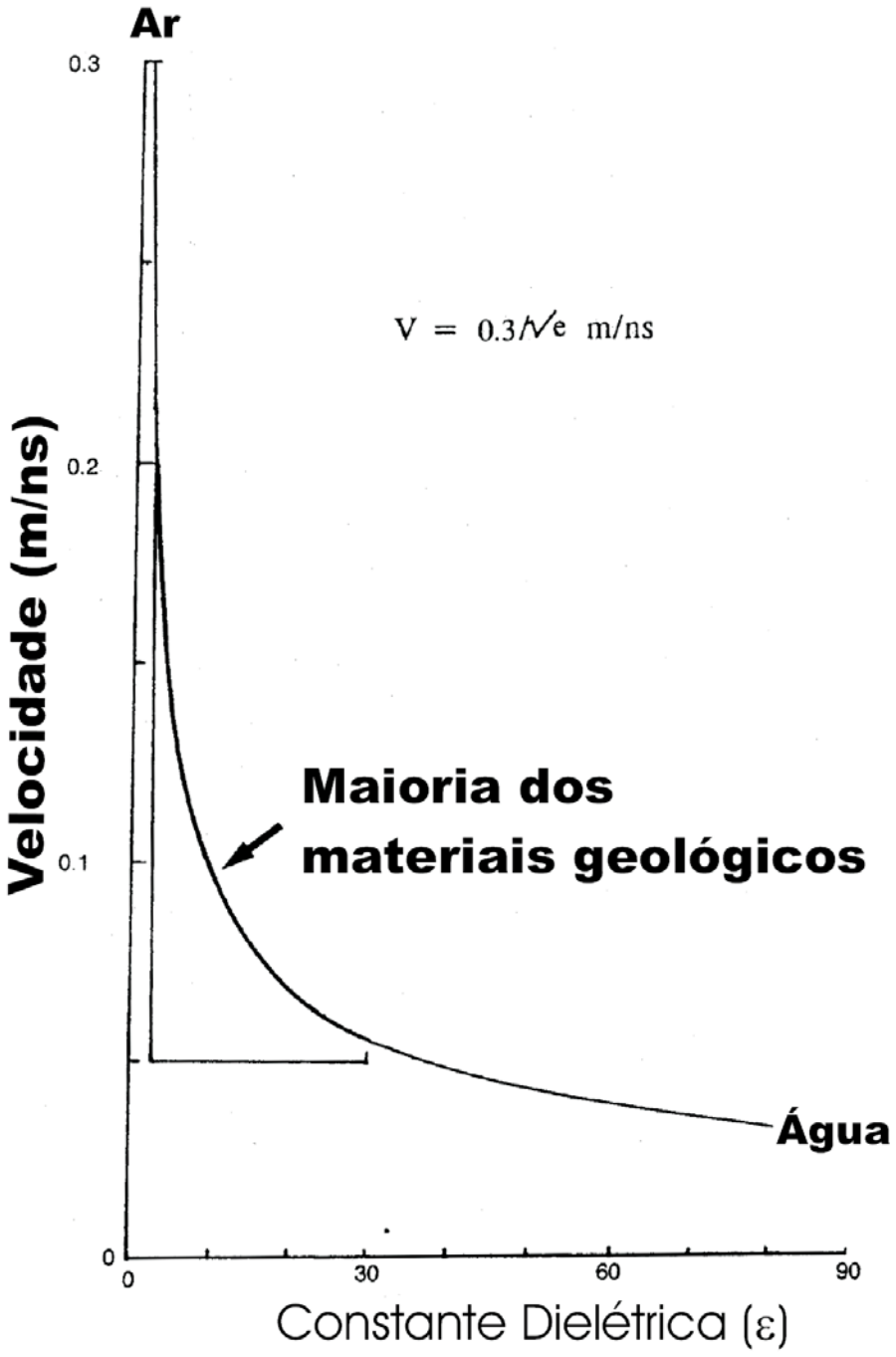


Figura 1.3: Velocidades das ondas de rádio em função da constante elétrica relativa (Reynolds,1997).

Cook, (1975), produziu em seu trabalho um esquema (Figura 1.4) para mostrar as prováveis distâncias de exploração para diferentes materiais geológicos em freqüências variando de 1 até 500 MHz. Observe como os minerais ricos em argila têm uma profundidade de exploração baixa, ao contrário dos materiais maciços como o granito.

A maioria das rochas contém um grau de umidade, ou um conteúdo de líquido livre

dentro de seus espaços porosos, ou dentro de suas estruturas como em muitos minerais de argila. Conteúdo de água afeta fortemente a permissividade elétrica das rochas; a condutividade elétrica das rochas também é afetada por tal conteúdo desde que os íons livres podem entrar na solução, aumentando a condutividade do fluido e, portanto, da rocha como um todo. Além disso, a quantidade de água presente dentro de uma rocha também afetará a velocidade de propagação da onda, que diminui com o aumento da saturação no solo (Figura 1.5).

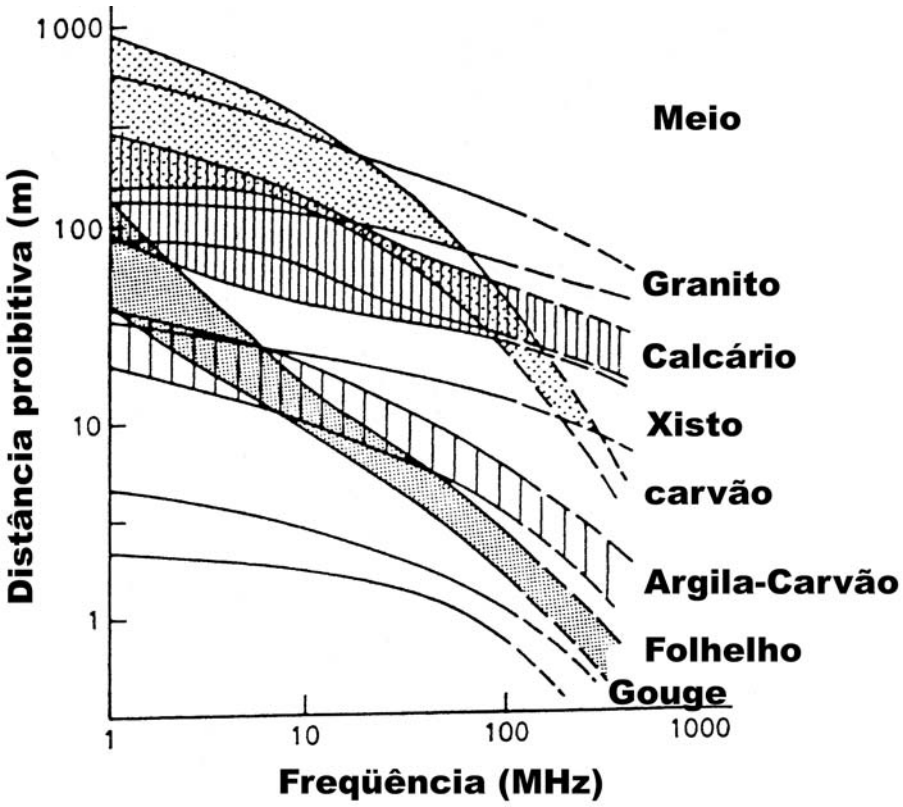


Figura 1.4: Distâncias proibitivas em função da freqüência para diferentes materiais (Cook, 1975).

A constante dielétrica relativa de um material acamadado tem relação com a porosidade (ϕ), com a proporção dos componentes presentes e com as constantes dielétricas relativas de cada um deles (Quadro 1.2). Se a constante dielétrica relativa de cada componente do material é conhecida e o seu conteúdo foi medido ou derivado a partir da velocidade da onda, então a porosidade total pode ser calculada.

A porosidade total é a proporção do volume não preenchido, pelos componentes sólidos dentro de um material e isto inclui o espaço poroso dos poros/fraturas isolados. Já a porosidade efetiva é a porosidade disponível para os fluidos livres, excluindo os poros/fraturas isolados e o espaço ocupado pela água que está ligado as argilas (Sheriff, 1991). A diferença

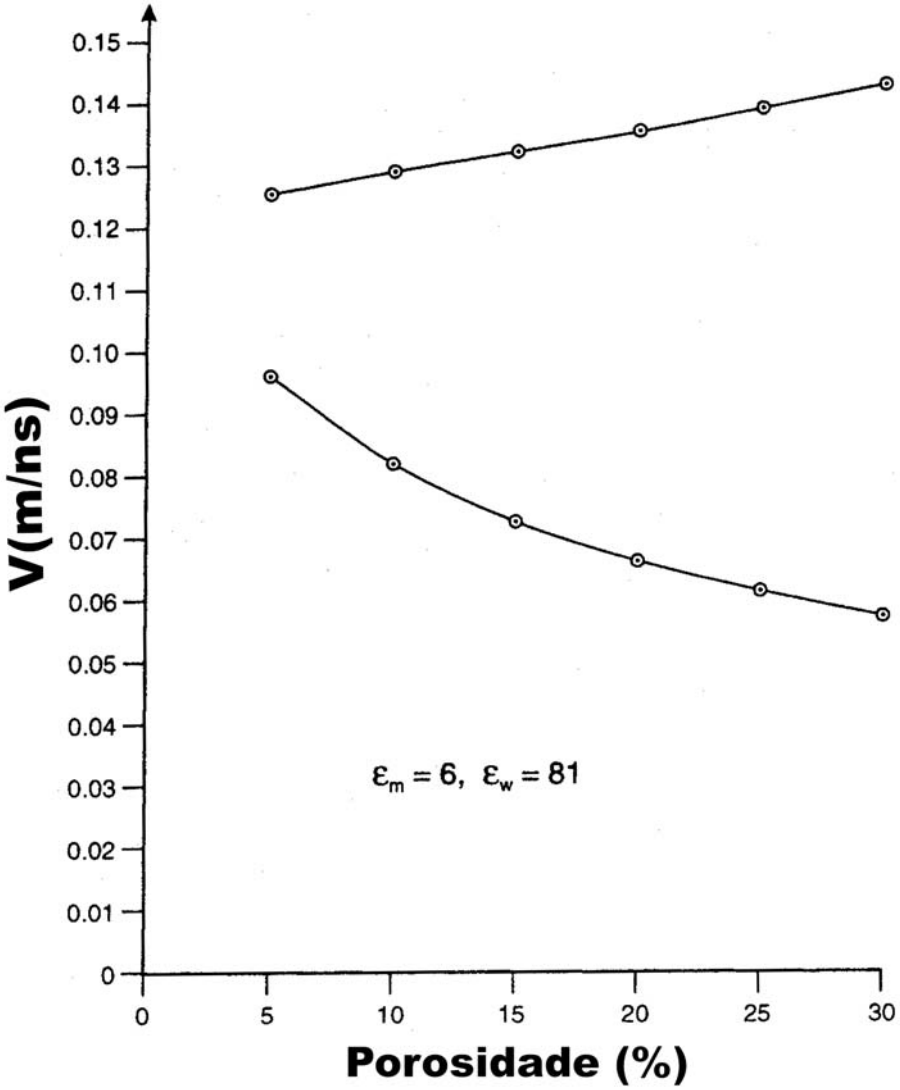


Figura 1.5: Velocidades da onda eletromagnética em função da porosidade para materiais granulares saturados com ar e água (Reynolds,1997)

entre as porosidades total e efetiva, ou seja, o espaço dos poros/fraturas isoladas é conhecida como porosidade residual.

A velocidade da onda eletromagnética nos materiais é dado por:

$$Vm = c/\{(\varepsilon_r \mu_r/2)[(1+P^2)+1]\}^{1/2}$$

onde c é a velocidade da luz no vácuo, ε_r é a permissividade dielétrica relativa e μ_r é a permeabilidade magnética relativa (é igual a 1 para materiais não magnéticos). P é o fator de perda, sendo que $P = \sigma/w\varepsilon$, onde σ é a condutividade, $w = 2\pi f$, onde f é a freqüência, ε é a permissividade=$\varepsilon_r \varepsilon_0$, e ε_0 é a permissividade no vácuo, que tem o valor de $8,854 \times 10^{-12} F/m$. Em materiais com baixa perda, $P \approx 0$, então a velocidade da onda é dada por: $Vm = c/\sqrt{\varepsilon_r} = 0,3/\sqrt{\varepsilon_r}$.

Quadro 1.2 Velocidade da onda eletromagnética (Reynolds, 1997)

A permeabilidade de um material é a granulidade de poros interligados dentro de um determinado meio. Logo, é uma função da porosidade efetiva. Também é uma função da viscosidade do fluido, da taxa de fluxo do fluido e do gradiente de pressão hidráulica causador do fluxo.

O conhecimento da porosidade, permeabilidade e das propriedades dielétricas dos fluidos é de grande importância em sondagens dielétricas em poços de hidrocarboneto e no mapeamento de plumas de contaminação, entre outros.

1.5 Princípios físicos do método GPR

1.5.1 Propagação de ondas eletromagnéticas

Os fatores mais importantes que caracterizam a propagação de uma onda num determinado meio são suas velocidade e atenuação. Esses fatores dependem das propriedades dielétricas e condutivas dos materiais.

Segundo Davis e Annan(1989), constante dielétrica (ou permissividade relativa) é o termo utilizado para descrever as propriedades elétricas do material em altas freqüências (10 - 1000 MHz), desde que nessas freqüências as propriedades de polarização predominem sobre a condutividade nos materiais geológicos.

A constante dielétrica K^* (ou permissividade relativa) é dada por:

$$K^* = K^{'} + iK^{'''} \tag{1.3}$$

onde $K^{'}$ é a parte real da constante dielétrica e $K^{'''}$ sua parte imaginária (ou a parte relativa às perdas de energia).

Separando $K^{'''}$ em duas partes, a constante dielétrica pode ser escrita como:

$$K^* = K^{'} + i\left[K^{''} + \frac{\sigma_{dc}}{w\varepsilon_0}\right] \tag{1.4}$$

onde σ_{dc} é a condutividade (em S/m); w é a freqüência angular ($2\pi f$); ε_0 é a permissividade no vácuo ($8,854 \times 10^{-12} F/m$), e $K^{''}$ é um termo dependente da freqüência, relativo às perdas associadas ao fenômeno de relaxação.

A figura 1.6, presente no trabalho de Davis e Annan (1989), mostra a relação entre a velocidade e a freqüência para diferentes condutividades. Observando o gráfico, nota-se que a velocidade do pulso de radar permanece constante para freqüências entre 10MHz e 1000MHz para condutividades inferiores a 10mS/m. Em outras palavras, a faixa de freqüência utilizada com eficiência pelo radar é entre 10 e 1000MHz para ambientes resistivos (condutividades inferiores a 10 S/m).

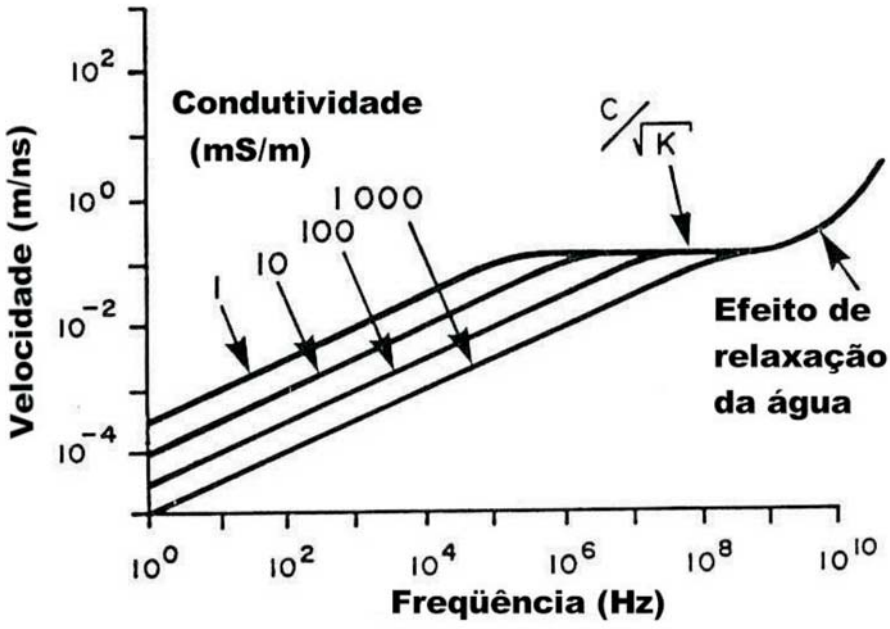


Figura 1.6: Relação entre velocidade e freqüência para as diferentes condutividades. Adaptado de Davis e Annan, 1989.

A velocidade de um pulso eletromagnético num meio não dispersivo pode ser aproximado pela expressão:

$$v = \frac{c}{\sqrt{K'}} \tag{1.5}$$

onde c é a velocidade de propagação da onda eletromagnética no vácuo ($3 \times 10^8 m/s$) e K' é a constante dielétrica real do meio. Esta aproximação é válida considerando-se que as propriedades do meio não variam significativamente na faixa de freqüência de utilização do radar, e sendo assim, a velocidade de grupo pode ser considerada aproximadamente igual a velocidade de fase. Desta forma, é possível relacionar as velocidades de propagação da onda com as propriedades elétricas do meio.

A tabela 1.2 lista os valores de K' para diversos materiais, e pode auxiliar na determinação da velocidade de propagação de ondas de radar em diferentes meios. Outra observação importante que se pode fazer a partir dessa tabela é o fato de que a constante dielétrica da água tem ordem de grandeza mais de dez vezes maior que a maioria dos materiais geológicos secos. Isso explica o fato de a resposta do GPR ser extremamente sensível ao conteúdo de água do meio.

material	K'	$\sigma(mS/m)$	v(m/ns)	$\alpha(dB/m)$
Ar	1	0	0,30	0
Água destilada	80	0,01	0,033	2×10^{-3}
Água pura	80	0,5	0,033	0,1
Água do mar	80	3×10^4	0,01	10^3
Areia seca	3-5	0,01	0,15	0,01
Areia saturada	20-30	0,1-1	0,06	0,03-0,3
Calcário	4-8	0,5-2	0,12	0,4-1
Folhelho	5-15	1-100	0,09	1-100
Silte	5-30	1-100	0,07	1-100
Argilas	5-40	2-1000	0,06	1-300
Granito	4-6	0,01-1	0,13	0,01-1
Sal seco	5-6	0,01-1	0,13	0,01-1
Gelo	3-4	0,01	0,16	0,01

Tabela 1.2 Propriedades elétricas de alguns materiais geológicos a 100 MHz (Davis e Annan, 1989).

O radar opera em freqüências onde as propriedades capacitivas dominam as propriedades condutivas, e dessa forma a atenuação permanece essencialmente constante para diferentes valores de condutividades. A atenuação aumenta rapidamente em freqüências acima

de 100MHz. A figura 1.8 mostra a relação da atenuação *versus* freqüência em diferentes condutividades.

Associado ao aumento da freqüência, o efeito de espalhamento geométrico do sinal (que também constitui um tipo de perda) para pequenas escalas de heterogeneidade pode também aumentar a atenuação. Considerando meios de baixa perda, a atenuação é geralmente expressa como:

$$\alpha = \frac{1,69 \times 10^3 \sigma}{(K')^{1/2}} dB/m \tag{1.6}$$

onde $\sigma = \sigma_{dc} + wK^{''}\varepsilon_0$ associa ambos condutividade da corrente contínua e as perdas dielétricas. Deve ser ressaltado que as equações (1.5) e (1.6) são aproximadas, e requerem que $\frac{\sigma}{wK'\varepsilon_0}$ seja muito menor que 1.

Forma do pulso e resolução

O pulso de radar é normalmente descrito como um sistema senoidal limitado no tempo. Quanto maior a duração deste sinal, mais estreita será a banda de freqüência do pulso em torno da freqüência central do sinal senoidal:

$$\Delta t = \frac{1}{\Delta f} \tag{1.7}$$

Os sistemas GPR atualmente em uso são projetados para que a banda de freqüência Δf seja igual a freqüência central (f). Desta forma, a duração do pulso é o inverso da freqüência central. A dimensão do pulso no espaço está ligada também à duração do pulso:

$$\Delta x = v\Delta t \tag{1.8}$$

onde v é a velocidade da onda eletromagnética no meio.

Freqüência central (MHz)	Resolução teórica (m)
200	0,125 - 0,25
100	0,25 - 0,5
50	0,5 - 1
25	1 - 2

Tabela 1.3 Resolução teórica em função da freqüência central das antenas (Porsani,1999).

A resolução é a capacidade do sistema em distinguir dois sinais que estão próximos um do outro no tempo (ou seja, sinais provenientes de refletores próximos entre si). A resolução aumenta com o aumento da freqüência (tamanhos menores do pulso), sendo que, segundo Beres e Haeni (1991), a resolução ideal seria igual a $\frac{\lambda}{4}$ ($\lambda = \frac{v}{f}$). Porém, devido a incertezas de velocidades e variações na forma da onda durante a propragação, a resolução conseguida na prática é de $\frac{\lambda}{2}$ a $\frac{\lambda}{3}$. A tabela 1.3 apresenta, como exemplo, as faixas de resolução teórica que seriam obtidas quando da utilização de diversas freqüências centrais (assumindo uma velocidade de 0,1 m/ns).

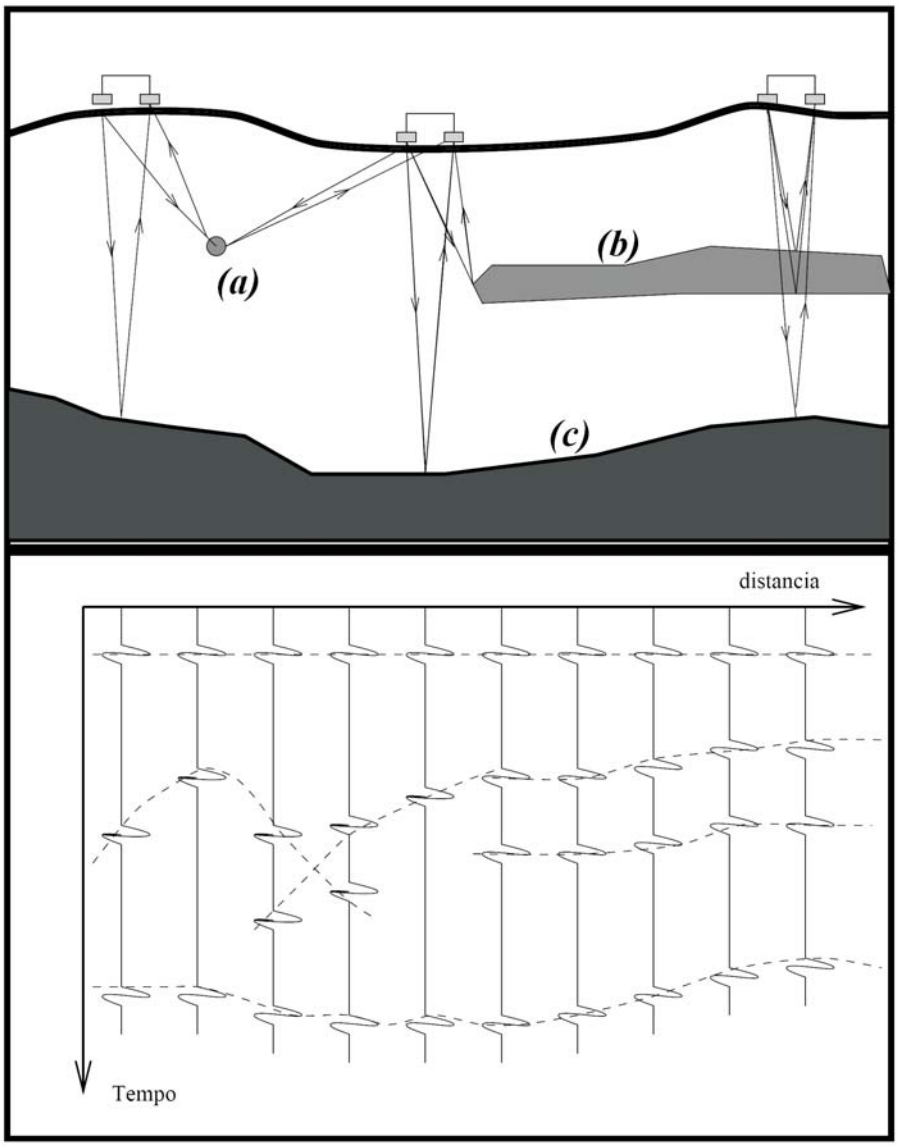


Figura 1.7: Alvos de radar e suas respectivas imagens. a) alvo pontual; b) camada com borda abrupta; c) embasamento ou interface entre duas camadas. O primeiro e o segundo caso produzem hipérboles de difração.

A velocidade de propagação do pulso de radar

Uma aproximação aceitável para descrever a propagação dos sinais de radar pode ser encontrada na soiução da equação harmônica derivada a partir das equações de Maxwell para o caso de um meio isotrópico e homogêneo (Greaves, 1996):

$$\nabla^2 E = \mu\sigma\frac{\partial E}{\partial t} + \mu\varepsilon\frac{\partial^2 E}{\partial t^2} \tag{1.9}$$

onde, E é a amplitude do campo elétrico e as constantes de proporcionalidade ε, μ e σ são a permissividade elétrica, permeabilidade magnética e a condutividade do meio, respectivamente.

O primeiro termo do lado direito da equação 1.9 representa as cargas de condução causadas pelo campo elétrico aplicado, enquanto o segundo termo descreve as cargas de deslocamento causadas pelo campo.

A equação da onda de radar, no regime de propagação dominado pelas correntes de deslocamento é dada por:

$$\nabla^2 E = \mu\varepsilon\frac{\partial^2 E}{\partial t^2} \tag{1.10}$$

A fórmula geral da velocidade da onda eletromagnética em um dielétrico é dada por:

$$v = \frac{1}{\sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2}}\left[\sqrt{1+\frac{\sigma^2}{w^2\varepsilon^2}}+1\right]^{1/2}} \tag{1.11}$$

onde σ representa a condutividade do meio, μ a permeabilidade magnética e w a freqüência angular.

1.5.2 Perda e atenuação da energia do sinal de GPR

As perdas de energia ocorrem em consequência da incidência do pulso em interfaces entre meios com diferentes propriedades físicas. É importante ressaltar que quando o pulso de radar passa por algum objeto com dimensão menor ou igual ao seu comprimento de onda, estes objetos causam dispersão da energia de maneira randômica, promovendo desordem (clutter) na seção de radar. A figura 1.9 ilustra os principais fatores responsáveis pelas perdas no sinal de radar.

Em adição às perdas nas interfaces, alguns fenômenos fisicamente definidos contribuem também para o decaimento da energia:

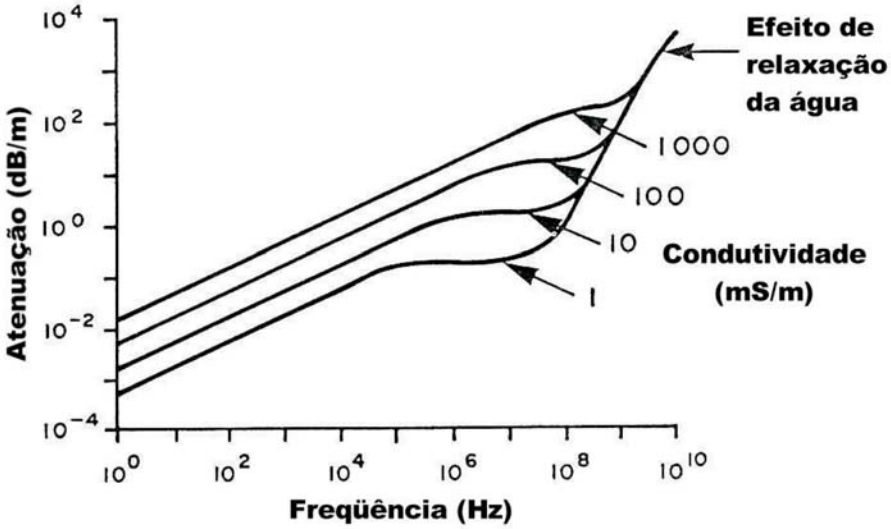


Figura 1.8: Relação entre atenuação e freqüências a diferentes condutividades (adaptada de Davis e Annan, 1989).

- Atenuação - Descreve como a energia é perdida ou dissipada. As perdas de energia acontecem quando há transformação de um tipo de energia para outra. Assim, nos meios percorridos pela onda do radar, continuamente, há conversão de energia eletromagnética em energia térmica. A perda é o custo da conversão observada. A atenuação é uma função complexa das propriedades elétricas e dielétricas dos meios pelos quais o sinal de radar é transmitido. O fator de atenuação (α) é dependente das propriedades elétricas (σ), magnéticas (μ) e dielétrica (ε) dos meios pelos quais o sinal está se propagando, assim como também da freqüência do próprio sinal ($2\pi f$). O comportamento do valor de um material é determinado pelas propriedades físicas correspondentes aos vários componentes presentes e da respectiva abundância proporcional destes.

- Divergência esférica - A perda de energia de uma frente de onda, decorrente do espalhamento geométrico, se observa na diminuição da amplitude da wavelet. Como os sinais viajam a partir do transmissor, eles se espalharam causando uma redução da energia por unidade de área a uma taxa de $\frac{1}{r^2}$, onde r é a distância viajada. Numa situação de divergência cilíndrica, o decréscimo da energia seria linear com a distãncia.

- Dispersão - É a mudança na forma de uma wavelet que se propaga como resultado das diferentes propriedades dos materiais. Os materiais terrestres, geralmente agem como filtros passa baixa, assim, a dispersão causa alargamento do pulso e atraso de fase. Os mecanismos de perdas dissipativas conhecidos como condução elétrica e relaxação magnética ou dielétrica causam dispersão.

- Difração - É o espalhamento da energia de uma maneira aleatória, causado por objetos com dimensões da mesma ordem de grandeza do comprimento de onda do sinal

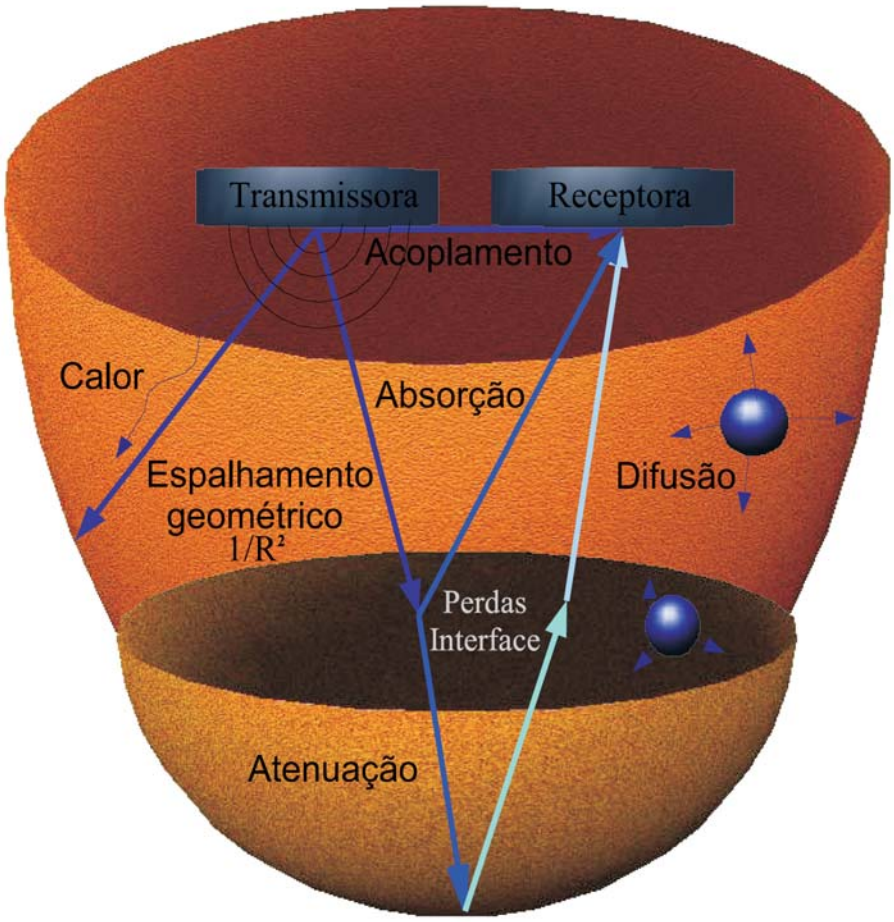


Figura 1.9: Ilustração dos principais fatores responsáveis pelas perdas do sinal eletromagnético.

transmitido. É imprescindível para que o radar possa medir algo em subsuperfície. Entretanto, em regiões de muita difração, os dados de radar tornam-se muito ruidosos e de interpretação complicada. Um contrastre considerável, como um objeto metálico de pequenas dimensões, enterrado em areia por exemplo, causa uma difração significativa, sendo bem notado numa seção de radar.

Como acontece nas ondas eletromagnéticas, a profundidade na qual o sinal diminui sua amplitude a $\frac{1}{e}$ (quer dizer, 37%) do valor inicial é conhecida como skin depth (δ) e é inversamente proporcional ao fator de atenuação (isto é $\delta = \frac{1}{\alpha}$). No Quadro 1.3 encontram-se definições matemáticas do fator de atenuação do skin depth. A variação no skin depth é mostrada na figura 1.10 como uma função da resisitividade do solo.

É importante lembrar que a equação simplificada para o cálculo do skin depth só é válida quando o fator de absorção é consideravelmente menor que um. Para determinar quando tais condições são válidas, o gráfico mostrado na figura 1.11 deve ser usado.

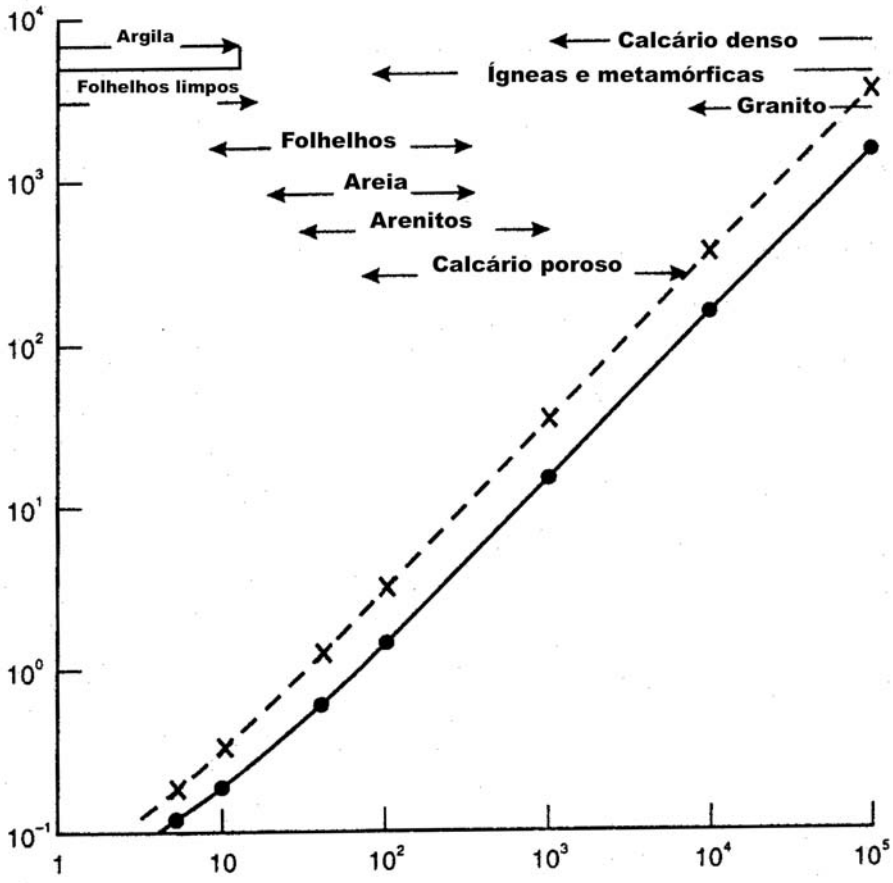


Figura 1.10: Variação da profundidade de pele (m) (δ) em função da resisitividade (ohm.m) para $\varepsilon_r = 8$ *e* 40 (McCann, Jackson e Fenning,1988).

O gráfico mostra a condutividade teórica estimada (em mS/m) quando o fator de absorção é igual a um. Assim, a condutividade observada, para que a condição de ser muito menor que a unidade seja satisfeita, deve ser da ordem de 0,05 da condutividade teórica.

Deve-se notar que o *skin depth* não é igual à profundidade de penetração do GPR. Para determinar o alcance do radar, fatores instrumentais também precisam ser levados em conta, assim como também aqueles ligados à subsuperfície por onde as ondas viajam. A absorção total para uma determinada distância é composta de cinco condições:

Se o pico de energia do campo elétrico na transmissão é E_0, e a uma distância x este é diminuído a E_x, a razão entre as duas amplitudes é dada por:

$$E_0/E_x = e^{-\alpha x}$$

onde $w = 2\pi f$ onde f é a freqüência (Hz), μ é a permeabilidade magnética ($4\pi \times 10^{-7} H/m$), σ é a condutividade (S/m) a uma dada freqüência, e ε é a permissividade dielétrica onde $\varepsilon = \varepsilon_r \times 8,85 \times 10^{-12} F/m$ e ε_r é a constante dielétrica relativa. A fórmula só é válida para materiais não magnéticos. O termo $(\sigma/w\varepsilon)$ é equivalente ao fator de perda (P), assim temos:

$$P = \sigma/w\varepsilon = tanD$$

logo, a profundidade de pele $(\delta) = 1/\alpha$. Se $tanD \ll 1, \delta = (2/\sigma)(\varepsilon/\mu)^{1/2}$, numericamente:

$$\delta = (5,31\sqrt{\varepsilon_r})/\sigma$$

onde σ está em mS/m.

Quadro 1.3 Fator de perda e profundidade de pele (Reynolds, 1997)

- atenuação dentro do solo como função das propriedades dos materiais;
- perdas nas antenas;
- perdas devido a difusão do sinal no próprio alvo;
- perdas causadas pelo espalhamento geométrico do feixe emitido; e
- perdas de transmissão entre o ar e o solo.

No Quadro 1.4, é determinada a equação de alcance do radar e a definição de uma performance de sistema (Q). Neste quadro, também são listados três tipos de alvo:

- refletores planos suaves;
- refletores planos rugosos; e

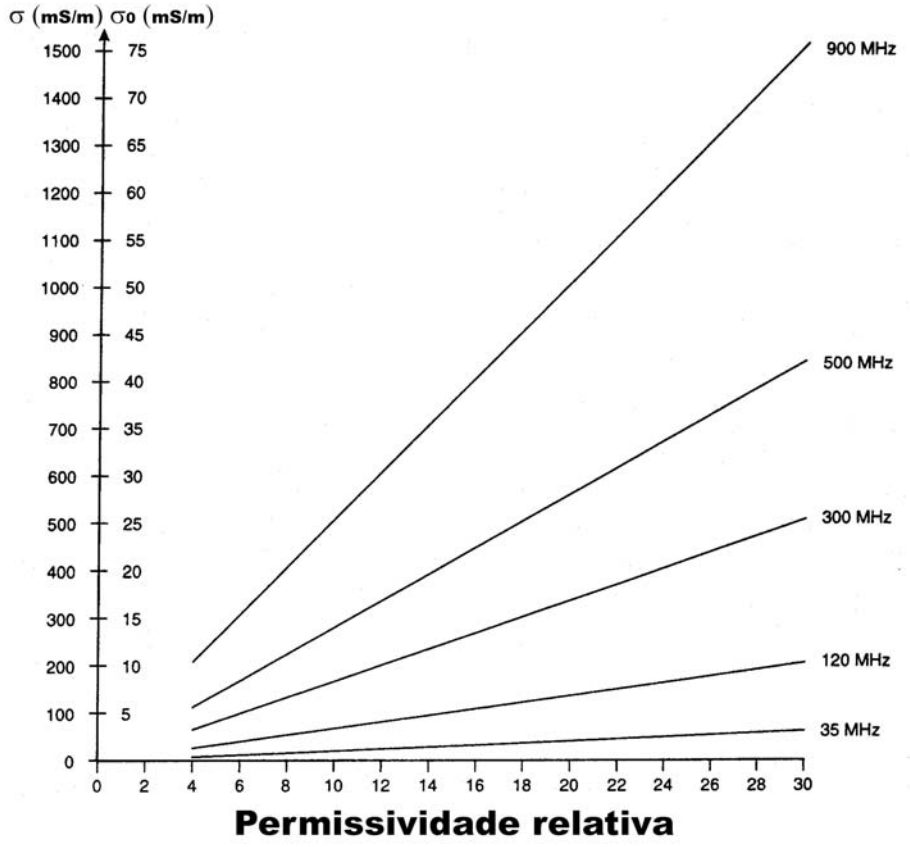


Figura 1.11: Condições nas quais o fator de perda $(tanD) \ll 1$ (Reynolds, 1997)

- alvo pontual.

Deve-se dar importância particular ao termo gF na primeira equação do seguinte quadro, pois este produto define a energia espalhada pelo alvo e também a energia dirigida para o receptor.

Q é a performance do sistema (decibéis):

$$Q = 10log\frac{\{E_{Tx}E_{Rx}G_{Tx}G_{Rx}V^2(gF)e^{(-4\alpha Z)}\}}{64\pi^3 f^2 z^4}$$

Onde os termos já foram definidos anteriormente. Também:

$$Q = 10log(P_{\text{mín}}/P_s)$$

onde, $P_{\text{mín}}$ é a energia mínima do sinal que pode ser detectado, e P_s é a energia da fonte.
Em materiais com baixa perda, o intervalo de z é aproximadamente $10D_2$. Em materiais com alta perda, o intervalo é aproximadamente D_2/D_1, onde:

$$D_1 = 2A/(40 - 10B_2)$$

$$D_2 = \frac{\{-Q + 10log(S) + 10logV^2 + 10[B_1 + (B_3 - 2)logf]\}}{40 - 10B_2}$$

onde B_1,B_2 e B_3 são os valores listados na tabela abaixo.

Quadro 1.4 Intervalo das equações para o GPR (Reynolds, 1997)

Onde:

$E_{Tx,Rx}$= eficiência das antenas transmissora e receptora;

$G_{Tx,Rx}$= ganho no transmissor e no receptor;

g= ganho retro-espalhado pelo alvo;

α= coeficiente de atenuação do meio;

f= freqüência do sinal;

V= velocidade da onda no meio;

z= distância do alvo até a antena;

A= área efetiva da antena receptora ($=\frac{V^2}{4\pi f^2}$);

R= energia do coeficiente de reflexão da camada; e

F= área da seção transversal do alvo espalhador.

Na figura 1.12 são ilustrados esquematicamente os fatores que afetam a energia de radiação e a energia de retorno.

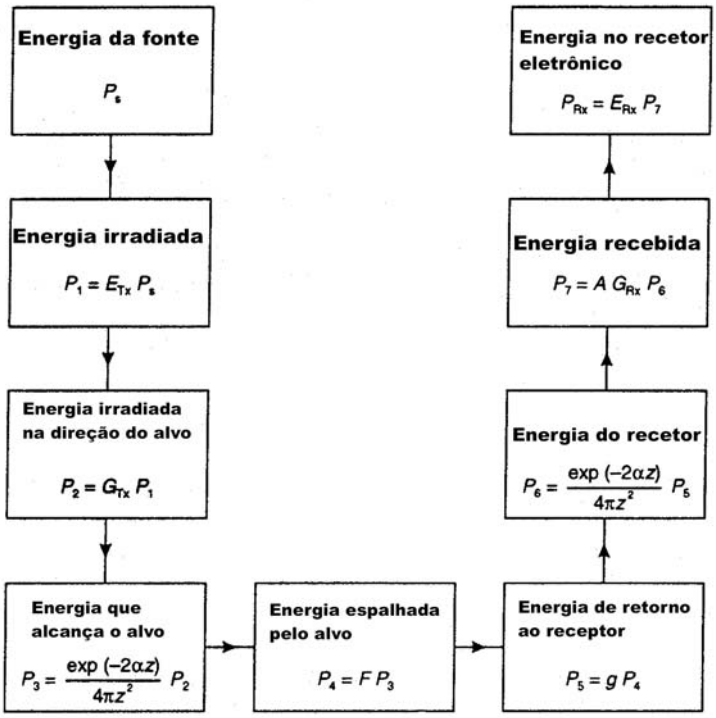


Figura 1.12: Bloco diagrama ilustrando a energia irradiada e de retorno no sistema GPR (Annan e Davis, 1977).

1.5.3 Profundidade de investigação do GPR

Entre os muitos fatores que afetam o alcance do sinal de radar no solo, destacam-se: a performance do sistema de radar, a atenuação no subsolo e as reflexões nas interfaces onde as propriedades elétricas variam. O alcance do sinal de radar pode ser determinado a partir da expressão:

$$Q = \frac{\varepsilon_t \varepsilon_r G_t G_r g \sigma_c e^{-4\alpha l}}{64\pi^3 f^2 l^4} \tag{1.12}$$

onde, Q é o desempenho do sistema ou razão entre a amplitude do sinal transmitido e o mínimo da sensitividade recebida; ε_t e ε_r correspondem às eficiências das antenas de transmissão e recepção, respectivamente; G corresponde aos ganhos nas referidas antenas; g

é o ganho em retroespalhamento (*backscatter*); l é a distância ao alvo; α é a atenuação do meio; f é a freqüência e σ_c é a área da seção transversal de espalhamento.

Em áreas onde se conhece pouca ou nenhuma informação geológica a priori, é possível fazer uso de uma tabela guia (tabela 1.4), obtida de experimentos práticos desenvolvidos por algumas empresas (RAMAC/MALA, Sensors e Software, GSSI).

Freqüência central (MHz)	Profundidade máxima de penetração (m)
1000	1
400	2
200	4
100	25
50	30
25	40
10	50

Tabela 1.4 Estimativa da profundidade máxima de penetração em função da freqüência central das antenas (Porsani,1999).

1.6 Os princípios eletromagnéticos que regem o comportamento do radar

1.6.1 Equações de Maxwell

A base teórica do GPR apóia-se nas equações de Maxwell, que descrevem o comportamento dos fenômenos eletromagnéticos com base em cinco campos vetoriais: $\vec{B}$ (indução magnética, em $\frac{Weber}{m^2}$), $\vec{H}$ (campo magnético, em $\frac{A}{m}$), $\vec{D}$ (vetor deslocamento elétrico, $\frac{C}{m^2}$), $\vec{E}$ (campo elétrico, $\frac{V}{m}$) e $\vec{J}$ (densidade da corrente elétrica, $\frac{A}{m^2}$). Fisicamente, tais campos eletromagnéticos são descritos, sob a forma diferencial, para meios magnéticos e/ou polarizáveis pelas seguintes leis e expressões matemáticas:

- Lei de Gauss para a eletricidade:

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho \tag{1.13}$$

- Lei de Gauss para o magnetismo:

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \tag{1.14}$$

- Lei de Àmpere:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \tag{1.15}$$

- Lei de Faraday da indução:

$$\nabla \times \vec{E} = \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \tag{1.16}$$

onde, ρ é a densidade de carga livre em $\frac{C}{m^2}$.

1.6.2 Relações Constitutivas

As equações de Maxwell estão desacopladas em equações diferenciais formadas por cinco funções vetoriais. Porém, estas equações podem ser acopladas através das relações constitutivas, empíricas, as quais reduzem de cinco para dois os campos vetoriais envolvidos. Tais relações devem ser selecionadas de forma adequada de acordo com as características dos materiais terrestres. Para efeitos de cálculo, na maioria das aplicações, elas são escolhidas de forma que representem meios lineares, isotrópicos, homogêneos, com propriedades elétricas que não variam com o tempo, temperatura ou pressão.

Para os objetivos deste trabalho, as relações mais importantes são definidas:

- Lei de Ohm:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \tag{1.17}$$

onde a cosntante de proporcionalidade σ é denominada condutividade elétrica e sua inversa $\rho = \frac{1}{\sigma}$, resistividade elétrica. Esta equação descreve o fluxo de cargas livres por uma corrente quando um campo elétrico está presente. A condutividade é expressa em S/m, porém é comum trabalhar com a unidade em mS/m, quando se trata de investigações rasas, como é o caso do GPR (Porsani, 2001).

- Na maioria das situações, uma relação entre a indução magnética $\vec{B}$ e o campo magnético $\vec{H}$ é adotada na forma:

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \tag{1.18}$$

onde μ é a permeabilidade magnética. Tal equação descreve como os momentos magnéticos moleculares e atômicos respondem a um campo magnético. Mesmo sem a presença de matéria, este parâmetro (μ) existe e vale $4\pi \times 10^{-7} H/m$. É comum desconsiderar o efeito da permeabilidade magnética ao se efetuar medidas eletromagnéticas na Terra (Topp et al.,1980).

- A relação entre $\vec{D}$ e $\vec{E}$ obedece, na maioria das situações, a uma relação linear do tipo:

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E} \tag{1.19}$$

onde ε é a permissividade dielétrica. No vácuo, $\varepsilon_0 = 8,854 \times 10^{-12} F/m$. Esta relação descreve de que maneira as cargas são colocadas em resposta ao campo elétrico. No ambiente terrestre, este parâmetro é fortemente controlado pela presença de água, podendo apresentar variações de quase duas ordens de grandeza (variando de 1 a 80). Devido a esta propriedade, é fácil entender porque esta propriedade física é a mais importante para os dados de radar.

1.6.3 Condições de Contorno

Por um campo eletromagnético vamos entender o domínio de quatro vetores $\vec{E}$ e $\vec{B}$, $\vec{D}$ e $\vec{H}$. Estes vetores são supostos serem finitos por todo o interior do campo, e para todos os pontos ordinários são funções contínuas da posição e do tempo, com derivadas contínuas. Descontinuidades nos vetores de campo ou em suas derivadas podem ocorrer, entretanto, sobre superfícies que marcam uma variação abrupta nas propriedades físicas do meio. De acordo com o uso tradicional, $\vec{E}$ e $\vec{H}$ são conhecidos como respectivamente os campos elétrico e magnético, $\vec{D}$ é chamado vetor deslocamento elétrico e $\vec{B}$, o vetor indução magnética.

A fonte de um campo eletromagnético é uma distribuição de cargas e correntes elétricas. Uma vez que estamos tratando apenas dos efeitos macroscópicos, podemos supor que esta distribuição é contínua ao invés de discreta, e especificá-la como uma função do espaço e do tempo pela densidade de carga ρ, e pelo vetor densidade de corrente $\vec{J}$.

A validade das equações dos campos tem sido postulada só para pontos ordinários do espaço; isto é, para pontos em cujas vizinhaças as propriedades físicas do meio variem continuamente. Contudo, através de qualquer superfície que limita um corpo ou um meio de outro, ocorrem variações agudas nos parâmetros ε, μ e σ, conhecidos como: permeabilidade elétrica e magnética e condutividade elétrica, respectivamente. Sob uma escala macroscópica estas variações podem geralmente ser consideradas descontínuas e portanto espera-se que os vetores campos exibam as correspondentes descontinuidades.

Imaginemos que uma superfície S que separa um meio M_1 de um meio M_2 seja substituída por uma camada de transição muito fina na qual os parâmetros ε, μ e σ variem

rapidamente, mas continuamente, de seus valores próximos de S em M_1 para seus valores próximos de S em M_2. Nesta camada, como nos meios M_1 e M_2, os vetores campo e suas primeiras derivadas são contínuas e funções limitadas da posição e do tempo. Através da camada, tomemos um pequeno cilindro reto, como indicado na figura 1.13.

A geratriz do cilindro é normal a S e suas bases jazem nas superfícies da camada de modo que elas estão separadas por uma espessura Δl. Fixando nossa atenção inicialmente sobre o campo do vetor $\vec{B}$, temos

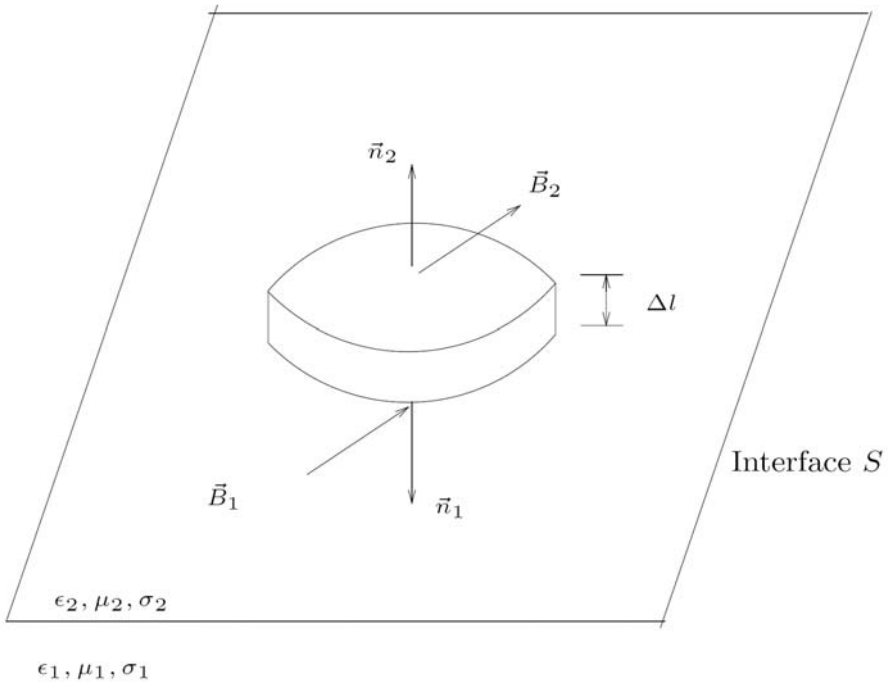


Figura 1.13: A condição de contorno normal.

$$\oint_{\Omega} \vec{B} \,.\, \vec{n}\; da = 0 \tag{1.20}$$

onde Ω é a superfície fechada constituída pelas bases do cilindro. Se a base, cuja área é Δa, é feita suficientemente pequena, pode ser considerado que $\vec{B}$ tem um valor constante sobre cada base. Desprezando derivadas de ordens mais altas podemos aproximar (1.20) por

$$(\vec{B} \,.\, \vec{n}_1 + \vec{B} \,.\, \vec{n}_2)\Delta a + \text{contribuições das paredes}=0$$

A contribuição das paredes para a integral de superfície é diretamente proporcional à Δl. No limite, quando $\Delta l \longrightarrow 0$, as bases jazem exatamente sobre os lados de S e a distribuição das paredes torna-se desprezível. O valor de $\vec{B}$ num ponto S no meio (1) será denominado por B_1, enquanto o correspondente valor de $\vec{B}$ atravessando a superfície em (2)

será denominado de B_2. Também indicaremos a normal positiva de S por um vetor unitário $\vec{n}$ na direção de (1) para (2). De acordo com esta convenção o meio (1) jaz sobre o lado negativo de S, o meio (2) sobre o lado positivo de S, e assim, $\vec{n}_1 = -\vec{n}$ e $\vec{n}_2 = \vec{n}$. Então, quando $\Delta l \longrightarrow 0$, $\Delta a \longrightarrow 0$,

$$(\vec{B}_2 - \vec{B}_1) \; . \; \vec{n} = 0 \tag{1.21}$$

A transição da componente normal de $\vec{B}$ através de qualquer superfície de descontinuidade no meio é contínua. A equação (1.21) é uma consequência direta da condição $\nabla \cdot \vec{B} = 0$.

O vetor $\vec{D}$ pode ser tratado da mesma maneira, mas neste caso a integral de superfície da componente normal sobre a superfície fechada é igual à carga total contida nela,

$$\oint_{\Omega} \vec{D} \; . \; \vec{n} \; da = q$$

A carga é distribuída por toda a camada de transição com uma densidade ρ. Como as bases do cilindro encolhem juntas, a carga total q permanece constante, pois ela não pode ser destruída e

$$q = \rho \Delta l \Delta a$$

No limite quando $\Delta l \longrightarrow 0$, a densidade volumétrica ρ torna-se infinita. É então conveniente substituir o produto $\rho \Delta l$ por uma densidade superficial ϖ, definida pela carga por unidade de área. A transição da componente normal do vetor $\vec{D}$ através de qualquer superfície S é agora dada por

$$(\vec{D}_2 - \vec{D}_1) \; . \; \vec{n} = \varpi$$

A presença de uma camada de carga sobre S resulta em uma variação abrupta na componente normal de $\vec{D}$, a quantidade da descontinuidade sendo igual à densidade superficial medida em C/m^2.

Se não houver densidade de carga, isto é, $\rho = 0$, então,

$$(\vec{D}_2 - \vec{D}_1) \; . \; \vec{n} = \varpi$$

e a transição da componente normal de $\vec{D}$ através de qualquer superfície de descontinuidade no meio, com $\rho = 0$, é contínua.

Retornando agora ao comportamento das componentes tangenciais, substituímos o cilindro da figura 1.13 por um caminho retangular como mostrado na figura 1.14.

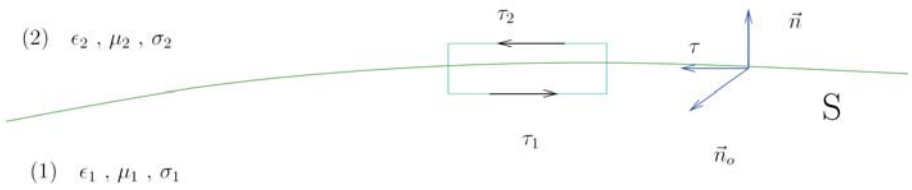


Figura 1.14: A condição de contorno tangencial

Os lados do retângulo de comprimento Δs jazem nas faces da camada de transição e as extremidades que penetram na camada são iguais em comprimento à sua espessura Δl. Este retângulo constitui um contorno C_o sobre o qual,

$$\int_{C_o} \vec{E} \ . \ d\vec{s} + \int_{S_o} \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \ . \ \vec{n}_o da = 0 \tag{1.22}$$

onde S_o é a área do retângulo e $\vec{n}_o$ sua normal positiva. A direção de sua normal positiva é determinada como na figura 1.14, pela direção da circulação ao longo de C_o. Consideremos τ_1 e τ_2 vetores unitários na direção de circulação ao longo dos lados inferior e superior do retângulo como mostrado na figura 1.14. Desprezando as derivadas de ordem mais altas, podemos aproximar (1.22) por

$$(\vec{E} \ . \ \vec{\tau}_1 + \vec{E} \ . \ \tau_2)\Delta s + \text{contribuições das extremidades} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \ . \ \vec{n}_o \Delta s \Delta l$$

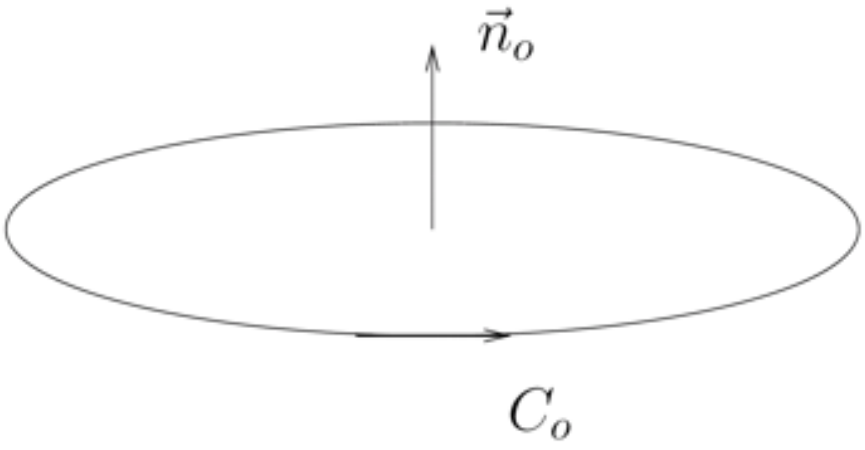


Figura 1.15: Convenção relativa à direção da normal positiva $\vec{n}_o$ para a direção de circulação em torno de um contorno C_o.

Quando a camada contrai para a superfície S, as contribuições dos segmentos nas extremidades, que são proporcionais à Δl, tornam-se desprezíveis. Se $\vec{n}$ é novamente a normal

positiva de S indo de (1) para (2), podemos definir o vetor unitário tangente τ, por

$$\vec{\tau} = \vec{n}_o \times \vec{n}$$

Desde que

$$\vec{n}_o \times \vec{n} \; . \; \vec{E} = \vec{n}_o \; . \; \vec{n} \times \vec{E}$$

temos, no limite quando $\Delta l \longrightarrow 0$ e $\Delta s \longrightarrow 0$:

$$\vec{n}_o \; . \; \left[\vec{n} \times (\vec{E}_2 - \vec{E}_1) + \lim_{\Delta l \to 0} (\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \Delta l) \right] = 0 \tag{1.23}$$

A orientação do retângulo, e portanto também de $\vec{n}_o$, é inteiramente arbitrária, segue-se que,

$$\vec{n} \times (\vec{E}_2 - \vec{E}_1) = - \lim_{\Delta l \to 0} (\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \Delta l) \tag{1.24}$$

Os vetores campos e suas derivadas têm sido considerados limitados; consequentemente o lado direito de (1.24) anula-se com Δl, ou seja,

$$\vec{n} \times (\vec{E}_2 - \vec{E}_1) = 0 \tag{1.25}$$

A transição das componentes tangenciais do vetor $\vec{E}$ através de uma interface superficial é contínua. O comportamento de $\vec{H}$ para o contorno pode ser deduzido imediatamente de (1.24) e da equação do campo,

$$\int_{C_o} \vec{H} \; . \; d\vec{s} - \int_{S_o} \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \; . \; \vec{n}_o da = \int_{S_o} \vec{J} \; . \; \vec{n}_o da \tag{1.26}$$

Temos que,

$$\vec{n} \times (\vec{H}_2 - \vec{H}_1) = \lim_{\Delta l \to 0} (\frac{\partial \vec{D}}{\partial t} + \vec{J}) \Delta l \tag{1.27}$$

O primeiro termo do lado direito de (1.27) anula-se quando $\Delta l \longrightarrow 0$ porque $\vec{D}$ e suas derivadas são limitadas. Se a densidade de corrente $\vec{J}$ é finita, o segundo termo também se anula. Pode acontecer, contudo, que a corente $I = \vec{J} \; . \; \vec{n}_o \Delta s \Delta l$ através do retângulo seja comprimida numa camada infinitesimal sobre a superfície por uma densidade superficial $\vec{k}$ definida como o limite do produto $\vec{J} \Delta l$ quando $\Delta l \longrightarrow 0$ e $\vec{J} \longrightarrow \infty$. Então,

$$\vec{n} \times (\vec{H}_2 - \vec{H}_1) = 0 \ , \ \text{(condutividade finita)} \tag{1.28}$$

Estamos agora aptos a complementar as equações dos campos por quatro relações que determinam a transição de um campo eletromagnético de um meio para outro, separados por uma superfície de descontinuidade,

$$\begin{cases} \vec{n} \ . \ (\vec{B}_2 - \vec{B}_1) = 0 \ , \ \vec{n} \times (\vec{H}_2 - \vec{H}_1) = \vec{k} \\ \\ \vec{n} \times (\vec{E}_2 - \vec{E}_1) = 0 \ , \ \vec{n} \ . \ (\vec{D}_2 - \vec{D}_1) = \varpi \end{cases} \tag{1.29}$$

1.6.4 A Equação da Eikonal

Em meios homogêneos, tratamos com ondas simples, tais como ondas planas e ondas esféricas, entre ondas. Estas ondas têm frentes de ondas simples. Em meios variando lateralmente, as frentes de onda são, em geral, superfícies que não possuem expressões analíticas e devem ser avaliadas numericamente.

Soluções de ondas planas desempenham um papel importante em Física e Matemática, porque muitos tipos de soluções podem ser representados como superposições de ondas planas. Obviamente, uma solução de onda plana não existe se a velocidade variar. Mas, supondo que a velocidade varie suavemente, é possível tentar uma solução para a equação numa forma da assim chamada onda plana deformada,

$$W = A(x_j, t) exp[iw\vartheta(x_j, t)]$$

onde a amplitude A não é constante, mas depende das coordenadas x_j e a função de fase ϑ não é uma função linear. Chegamos a uma forma analítica especial de uma solução aproximada da equação de onda que é chamada Série do Raio. Considere a frente de onda de uma determinada onda plana pela relação $\tau(x_j) = t$, onde x_j são as coordenadas cartesianas. Para as ondas planas, a Eikonal $\tau(x_j)$ é uma função linear das coordenadas cartesianas. Podemos, então, escrever,

$$(\vec{\nabla}\tau, \vec{\nabla}\tau) = \left(\frac{d\tau}{ds}\right)^2$$

onde ds é um comprimento de arco infinitesimal na direção de $\vec{\nabla}\tau$, isto é, na direção perpendicular à frente de onda. Como

$$\frac{d\tau}{ds} = \frac{1}{c},$$

onde c é a velocidade de propagação da onda. Então,

$$(\vec{\nabla}\tau, \vec{\nabla}\tau) = \frac{1}{c^2}, \tag{1.30}$$

que é chamada de Equação Eikonal.

1.7 Aquisição dos dados de GPR

Para se obter bons resultados com o GPR, é importante que se faça um bom planejamento antes da ida ao campo, levando-se em conta não somente suas potencialidades, mas também suas limitações quanto ao ambiente de investigação. O planejamento se torna muito importante em qualquer projeto, pois sendo ele bem executado, pode viabilizar ou descartar o uso do método GPR, ou qualquer outro método geofísico. Informações anteriores da área alvo podem ser fundamentais para reduzir os gastos e aumentar a confiabilidade no trabalho. A partir das informações da área alvo e do objetivo da campanha é que o profissional irá selecionar o equipamento e as antenas adequadas para a situação.

1.7.1 Parâmetros de aquisição

Após a realização do planejamento da aquisição, defini-se então os melhores parâmetros para a aquisição dos dados:

1) Freqüência da antena: relaciona-se diretamente com a profundidade de penetração e a resolução. Quanto maior a freqüência maior a resolução e menor a profundidade de penetração.

2) Freqüência de amostragem(f_a): é controlada pelo conceito da freqüência de Nyquist (f_N):

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t}, \;\; f_a = 2f_N \tag{1.31}$$

onde Δt corresponde ao intervalo de amostragem temporal. Costuma-se definir a freqüência de amostragem em um valor compreendido entre 6 a 30 vezes a freqüência central.

3) Abertura de janela temnporal (T_w): corresponde ao intervalo de tempo em que a janela de tempo deve ser deixada aberta para que o sinal seja transmitido, refletido e captado pela antena receptora. É dependente da freqüência de Nyquist e é dada por:

$$T_w = \frac{N_s}{f_N} \times 1000 \tag{1.32}$$

em ns, onde N_s é o número de amostras em tempo.

4) Amostragem espacial: corresponde ao intervalo entre as estações (receptores) e, a fim de se evitar uma falsa amostragem, deve-se ter cuidado para não exceder o intervalo de amostragem espacial de Nyquist ($\lambda/4$) a ($\lambda/2$).

5) Orientação do perfil: normalmente os perfis são feitos perpendicularmente às estruturas de sub-superfície que se deseja imagear.

6) Espaçamento entre as antenas: a separação entre as antenas transmissora e receptora deve corresponder a cerca de 20% da profundidade do alvo (Annan, 1992). Na prática, costuma-se utilizar um espaçamento igual ao comprimento das antenas.

7) Orientação das antenas: existem várias maneiras de se orientar as antenas no campo. Uma vez que as antenas são dipolares, e que sua radiação varia com uma polaridade preferencial, o campo elétrico irá situar-se ao longo do eixo de maior comprimento das antenas. Na maioria dos casos usa-se as antenas perpendiculares à direção do levantamento, isto para maximizar o acoplamento das antenas com o alvo e maximizar as energias de reflexão em detrimento das reflexões aéreas e laterais indesejadas.

1.7.2 Principais arranjos de aquisição dos dados

Existem quatro modos de se fazer uma aquisição de dados com o GPR: perfis de afastamento comum ou de simples reflexão; reflexão e refração de grande abertura angular ou *Wide Aperture Reflection or Refraction* (WARR); usando um ponto médio comum ou *Common Mid Point* (CMP); e a transluminação ou tomografia de radar.

Sondagem de reflexão simples ou afastamento constante

Este modo por ser de uso simples e dar bons resultados, é o mais utilizado. A Figura 1.16(a) mostra um exemplo do GPR sendo usado para se obter um perfil de reflexão zero *offset*. Uma ou mais antenas são movidas simultaneamente sobre a superfície do terreno. A medida do tempo duplo de viagem das ondas refletidas são exibidas no eixo vertical, enquanto que a distância que a antena se moveu é mostrada no eixo horizontal. Este modo de sondagem é análogo ao da sísmica de reflexão.

Se as velocidades das ondas forem medidas independentemente ou se as reflexões foram correlacionadas com mudanças nas características do solo observadas em dados de poço, então as profundidades para os refletores, podem ser determinadas.

Sondagem do tipo WARR

As antenas devem estar em modo biestático para este tipo de sondagem, onde a antena transmissora permanece fixa enquanto que a antena receptora é deslocada lateralmente na mesma direção (Figura 1.16(c)). Para esse tipo de sondagem, os refletores devem ser plano paralelos e horizontais, ou devem ter uma inclinação mínima, o que não é verdade na maioria das situações geológicas reais.

Sondagem do tipo CMP

Como no caso anterior, as antenas devem estar em modo biestático. Neste tipo de sondagem, as antenas são afastadas em sentidos opostos na mesma direção, de forma que o ponto médio entre as antenas permaneça fixo (Figura 1.16(b)). A grande vantagem deste tipo de aquisição é que vários tiros varrem áreas comuns, o que aumenta a precisão do método, e permite realizar análises de velocidade com mais precisão do que na sondagem tipo *WARR*.

Transluminação ou tomografia de radar

O modo de transluminação é aquele onde o transmissor e o receptor estão em lados opostos, abaixo do meio a ser investigado (Figura 1.16(d)). O método é usado dentro de minas, por exemplo, onde o transmissor é localizado em uma galeria e o receptor ou está em uma galeria ao lado, ou em uma galeria sobre ou debaixo do transmissor. Alternativamente, as antenas do GPR podem ser localizadas em poços e os sinais são propagados de um ponto médio para outro em outro poço.

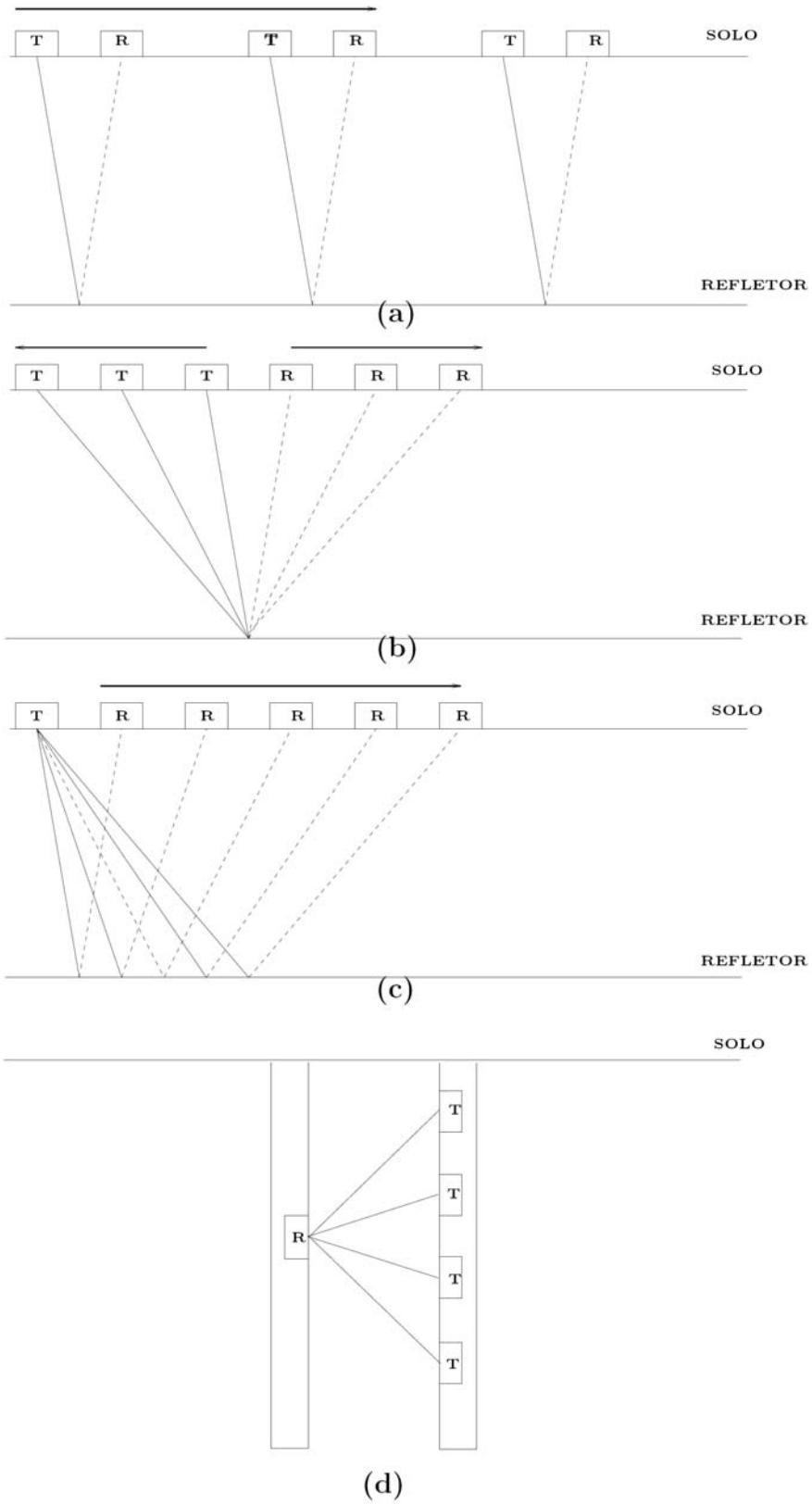


Figura 1.16: Principais modos de aquisição de dados de radar: a) Afastamento constante, b) Tipo CMP, c) Tipo WARR, d) Transluminação (tomografia).

CAPÍTULO 2

Geologia da Área

2.1 Localização da área de estudo

Situada no Litoral Norte do Estado da Bahia, Barra do Jacuípe localiza-se no município de Camaçari entre as praias de Arembepe e Guarajuba, mais precisamente a 54 km de Salvador. É uma área privilegiada, cercada de condomínios de alto padrão como o Condomínio Parque de Jacuípe, onde foi realizada a aquisição de GPR deste trabalho.

Para chegar ao Condomínio Parque de Jacuípe, tomando como ponto de partida o aeroporto Luiz Eduardo Magalhães, segue-se pela Estrada do Coco (direção Linha Verde BA-099) até o km 34 conforme mostra a figura 2.1.

2.2 Geologia e Geomorfologia

O Litoral Norte do Estado da Bahia possui aproximadamente uma extensão de 200 km, compreendida entre o limite de Salvador e Lauro de Freitas, até a divisa do Estado com Sergipe. Nessa porção da costa pode-se contemplar belíssimas praias, campos de dunas e restingas, recifes de corais, manguezais e inúmeras bacias de drenagem cortando a planície costeira.

Capeando a Formação São Sebastião, observa-se a extensão residual do Grupo Barreiras (Tb), com sedimentos areno-argilosos e com níveis conglomeráticos, de idade terciária (Martin *et al.* 1980). Esta Formação representa as principais elevações, com altitudes máximas de $60m$, formando tabuleiros costeiros seccionados. A planície costeira se inclina no sopé do Grupo Barreiras, com a presença de leques aluviais, que são depósitos de areias brancas, mal selecionadas e contendo seixos de arredondados a angulosos. Localmente, segundo a região de ocorrência, essas areias podem ter sido originadas das formações cretáceas ou de rochas precambrianas, com suas características texturais e mineralógicas variando em função dessas diversas fontes. Em algumas regiões, onde as fontes foram indiscutivelmente as rochas cristalinas, os depósitos são arcosianos com constituintes quartzosos muito angulosos e fragmentos de feldspato em vias de alteração; em outros, onde as fontes principais foram as rochas do

Figura 2.1: Mapa de acesso ao local de estudo, (CETREL).

Cretáceo, fragmentos de arenitos e folhelhos constituem em grande parte a fração cascalhosa

dos depósitos. Tendo em vista a sua extensão, características sedimentalógicas e posição aos pés das encostas e, em alguns casos, a forma em leque dos depósitos, esses sedimentos são considerados como continentais do tipo depósitos de leques aluviais coalescentes (Ql_a). Esses depósitos são anteriores à época do máximo da penúltima transgressão, desde que, em alguns locais, pode ser visto que eles foram erodidos pela mesma, estando os terraços marinhos que foram então formados se apoiando diretamente contra sua parte externa.

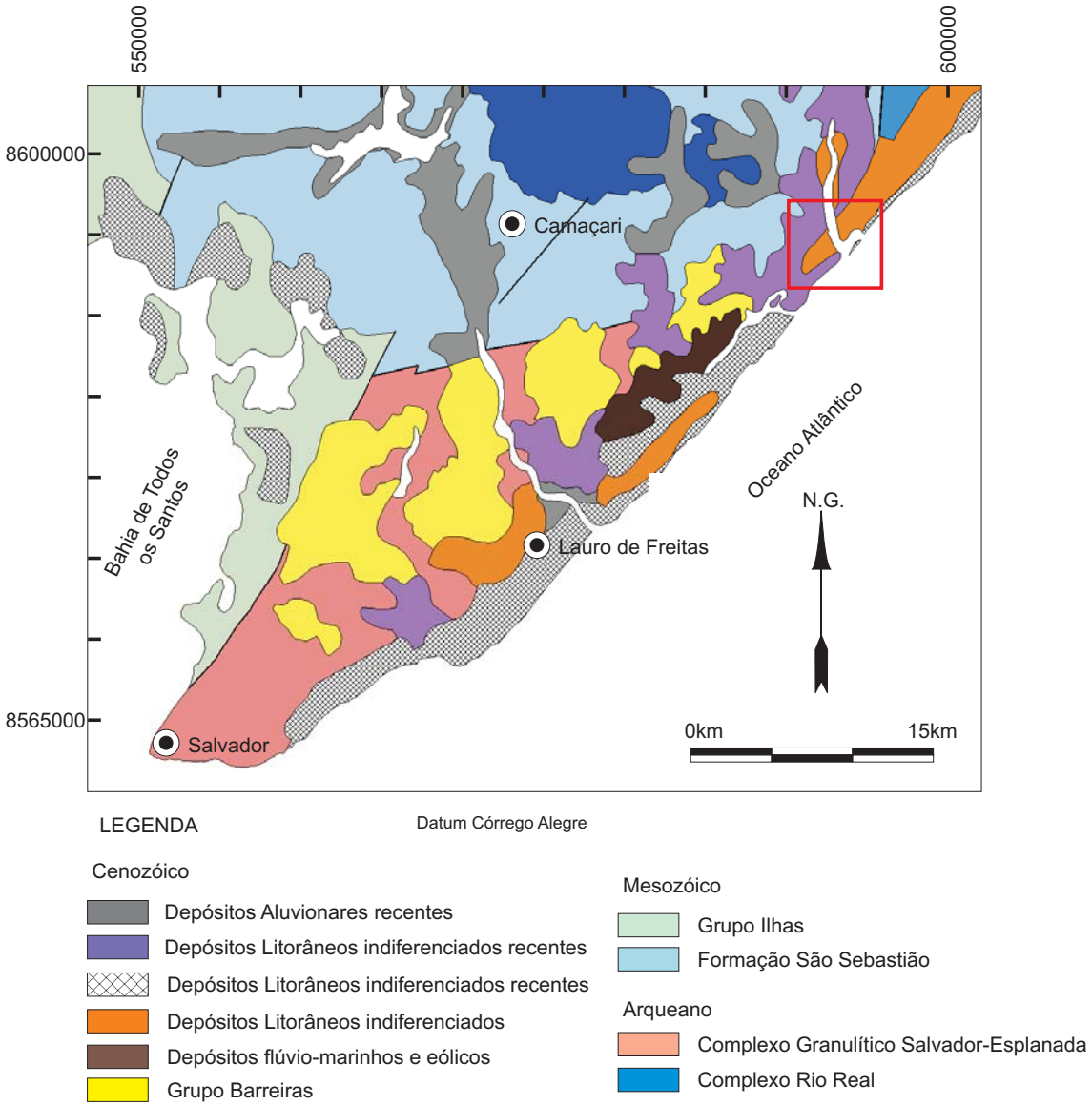


Figura 2.2: Mapa Geológico Regional modificado do Mapa Geológico do Estado da Bahia, (Barbosa e Domingues, 1996).

Além dos leques, as principais unidades geomorfológicas, de idade quaternária, que compõem esta planície são: dunas, terraços marinhos, depósitos flúvio-lagunares, terras úmidas (brejos, pântanos e manguezais), arenitos de praia e depósitos associados à praia atual (Martin *et al.* 1980).

Foram identificadas e mapeadas três gerações de dunas: internas (Qe_1), externas (Qe_2) e litorrâneas atuais (Qe_3). De uma maneira geral são constituídas de areias finas, bem selecionadas, dominantemente quartzosas. Tais dunas podem ter tido como fonte tanto os depósitos continentais quaternários anteriores à penúltima transgressão, quanto os sedimentos dos terraços relacionados com a mesma ou, ainda, as praias atuais.

Tendo sido formados desde o início da última transgressão até o atual, os depósitos flúvio-lagunares (Qf_l) são encontrados nas zonas baixas que margeiam os rios. Esses materiais estão basicamente representados por areias e siltes argilosos ricos em matérias orgânica.

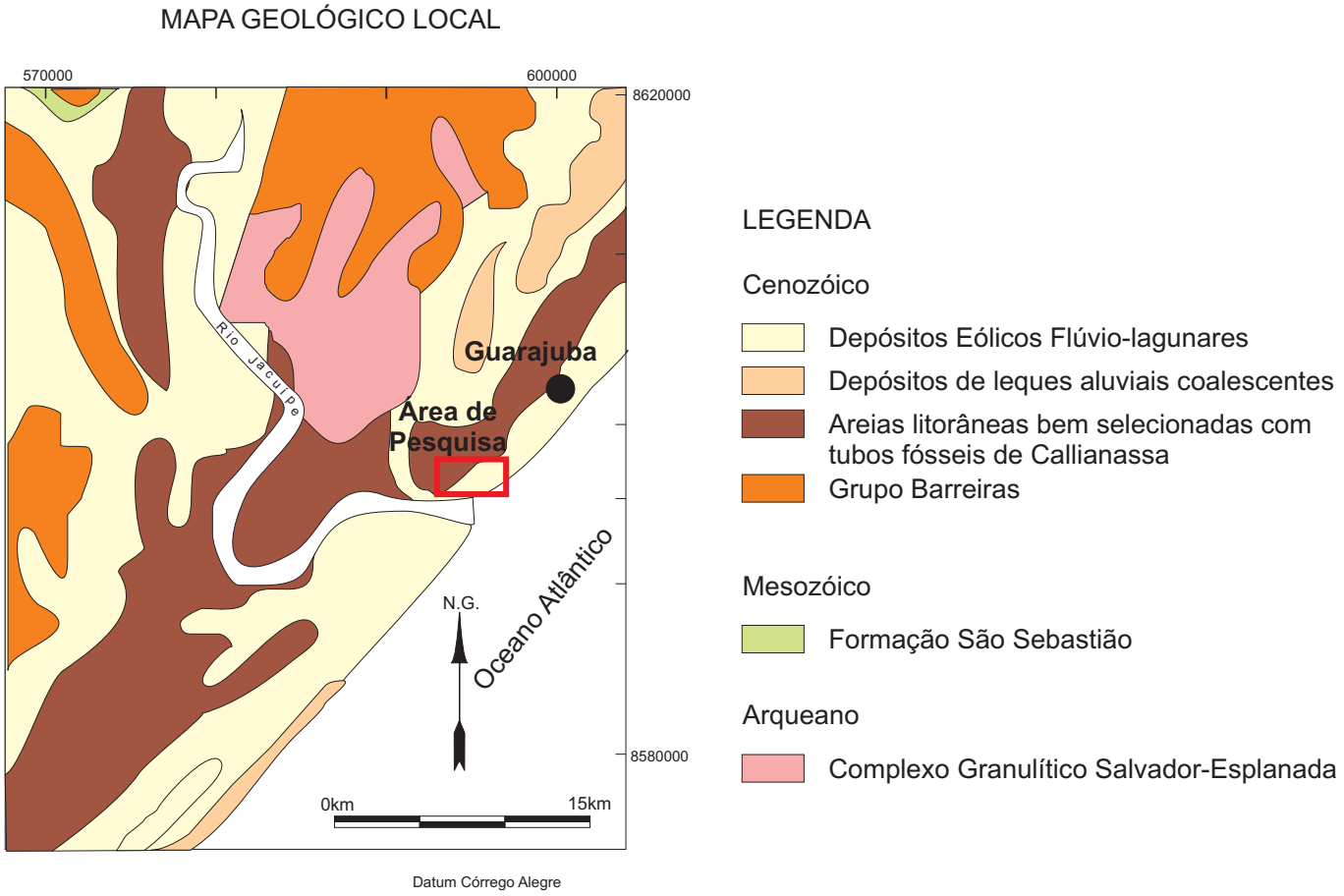


Figura 2.3: Imagem ampliada da área referenciada no mapa da Figura2.1 mostrando o Mapa Geológico Local modificado do Mapa Geológico do Quaternário Costeiro do Estado da Bahia; Louis Martin, *et al*, 1980.

Os arenitos de praia (Qa_p), podem ser encontrados ao longo de praticamente todo o litoral do Estado da Bahia. Através do estudo das estruturas sedimentares e da granulometria desses arenitos foi possível constatar que existem neste litoral arenitos de praia cujas areias se depositaram em diferentes zonas, desde a ante-praia até a alta-praia.

Nas margens dos rios e riachos, bem como ao redor das baías, nas zonas de influência das marés, são encontrados respectivamente depósitos de pântanos e de mangues atuais,

constituídos predominantemente de sedimentos argilo-siltosos ricos em material orgânico.

Com relação aos terraços marinhos pleistocênicos, considera-se que no curso da parte final da penúltima transgressão e durante a regressão que a sucedeu, terraços arenosos de coloração branca na superfície e passando para marrom a preta , secundária, em média dois metros abaixo, se formaram na maior parte da costa.

Os depósitos sedimentares da planície costeira foram formados por estágios transgressivos e regressivos do nível do mar, que ocorreram durante o Pleistoceno (Martin *et al.* 1980), compostos de areias e siltes argilosos ricos em matéria orgânica. Observam-se ainda, depósitos de leques aluviais (Qt_1), com areias mal selecionadas, contendo seixos (BAHIA, 2000). Os depósitos eólicos litorâneos observados são constituídos de areias bem selecionadas com grãos arredondados. Afloramentos de rochas do Pré-Cambriano ($p\varepsilon$) ocorrem próximo da confluência com o Rio Capivara Grande, a menos de 1 km da atual linha de costa.

2.2.1 Evolução Paleogeográfica

A figura 2.4 mostra um esquema da evolução paleogeográfica quaternária da costa do Estado da Bahia a partir do máximo da transgressão mais antiga até os dias atuais. Foram considerados os eventos mais significativos dessa evolução, dos quais existem importantes testemunhos, remanescentes da planície costeira.

- Evento I (Fig. 2.4 A) - Durante a transgressão mais antiga, o mar erodiu os sedimentos do Grupo Barreiras (Tb) esculpindo falécias que foram recuando em conseqüência deste evento, até quando o mesmo atingiu o seu máximo. Ao mesmo tempo, os baixos cursos dos rios da região foram afogados, constituindo estuários.

- Evento II (Fig. 2.4 B) - Com a regressão subseqüente à transgressão mais antiga, o clima tornou-se semi-árido, com chuvas esparsas e violentas, propiciando a formação de depósitos arenosos do tipo leques aluviais coalescentes no sopé das falécias esculpidas durante o evento anterior do Grupo Barreiras. Nessa época, os ventos retrabalharam a superfície desses depósitos, construindo campos de dunas cujos remanescentes são encontrados na região de Salvador (dunas internas).

- Evento III (Fig. 2.4 C) - Corresponde ao máximo da penúltima transgressão ($120ka$), durante o curso da qual o mar erodiu os depósitos de leques aluviais coalescentes formados no evento anterior, tendo permanecido só alguns testemunhos isolados dos mesmos, encostados no sopé do Grupo Barreiras. Nessa época, à exceção dos locais onde restaram testemunhos dos depósitos de leques aluviais coalescentes, o mar retrabalhou a linha de falécias esculpidas pela transgressão mais antiga. Por fim, mais uma vez, os baixos cursos dos rios da região foram afogados, transformando-se em estuários.

- Evento IV (Fig. 2.4 D) - No decorrer da regressão subseqüente à penúltima transgressão foram construídos os terraços marinhos pleistocênicos, a apartir das falécias do Grupo Barreiras e dos remanescentes dos depósitos de leques aluviais coalescentes, ao tempo em que se instalou uma rede de drenagem na superfície desses terraços. Durante a deposição dos terraços marinhos pleistocênicos os ventos retrabalharam parte da superfície dos mesmos, chegando localmente a construir campos de dunas.

- Evento V (Fig. 2.4 E) - Com a subida do nível do mar durante a última transgressão, com um máximo atingido em torno de $5,1ka$, os terraços marinhos pleistocênicos foram parcialmente erodidos, tendo o mar, em alguns locais, chegado a retrabalhar, mais uma vez, as falécias do Grupo Barreiras. Esse Evento corresponde ao máximo da última transgressão, quando os rios da região foram pela última vez afogados e foi formada uma série de corpos lagunares na região. Essas lagunas foram construídas ou a partir do afogamento da parte inferior dos vales entalhados no Grupo Barreiras e da rede de drenagem instalada nos terraços marinhos pleistocênicos durante o evento anterior, ou ainda, mediante a formação de ilhas-barreiras que represaram o corpo lagunar, batizado internamente pelos restos dos terraços marinhos pleistocênicos.

- Evento VI (Fig. 2.4 F) - O último evento regressivo deu formas finais ao modelado da costa. Assim, durante essa fase, foram construídos os terraços marinhos holocênicos, dispostos externamente aos terraços pleistocênicos. As lagunas perderam sua comunicação com o mar, sendo colmatadas e evoluindo para pântanos, onde se formaram depósitos de turfa. Sedimentos fluviais, desenvolveram-se nas partes superiores dos vales entalhados nos sedimentos do Grupo Barreiras e na zona de progradação associada à foz do rio Jequitinhonha. Uma terceira geração de dunas, em sua quase totalidade ainda móveis, desenvolveu-se ao longo do litoral norte de Salvador.

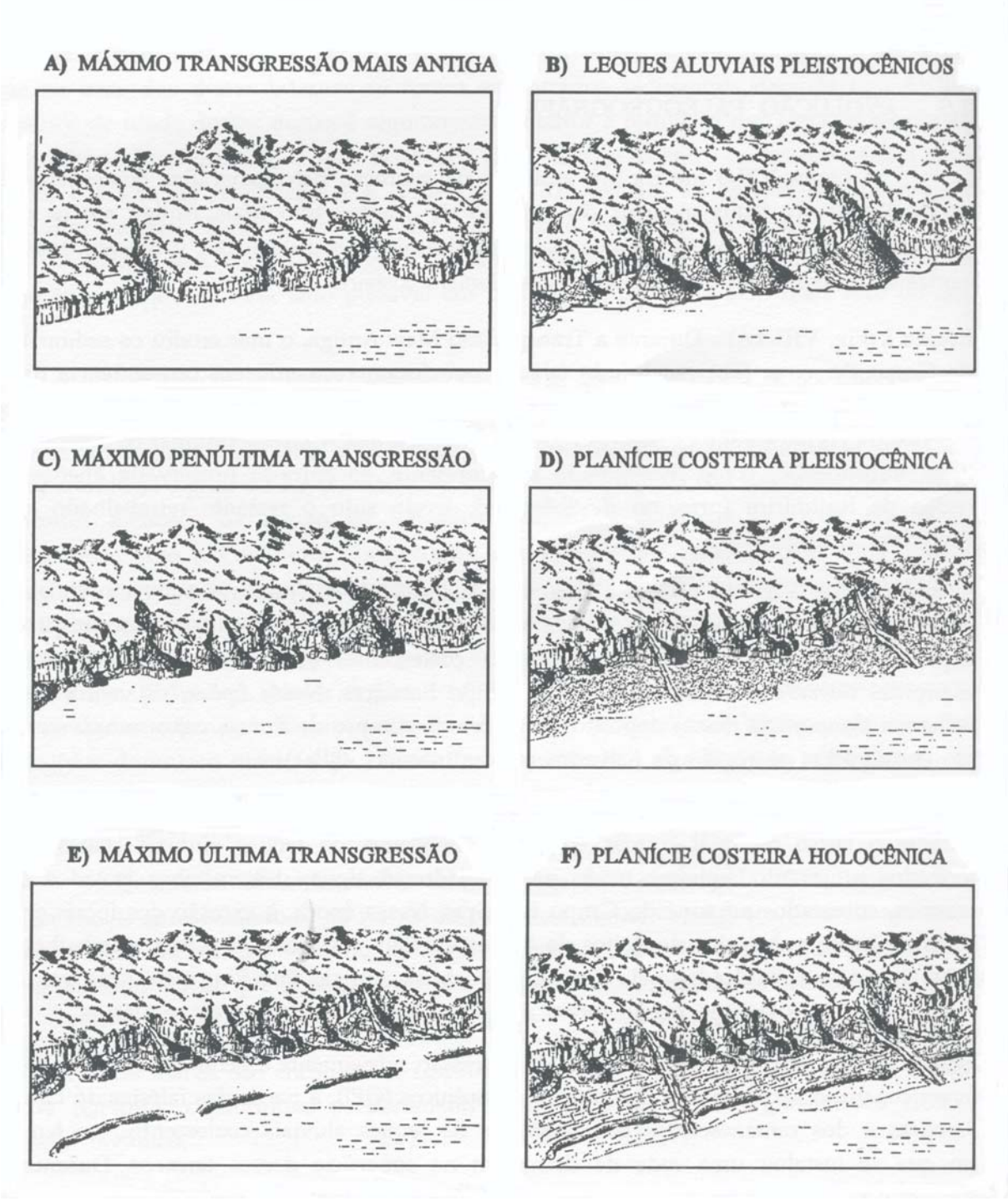


Figura 2.4: Esquema da evolução paleogeográfica quaternária da costa do Estado da Bahia (Modificado de Dominguez et al., 1981).

CAPÍTULO 3

Processamento e Interpretação dos Dados de GPR

Neste capítulo, apresentaremos: o procedimento adotado na aquisição dos dados de campo; as etapas do processamento dos dados, ilustrando o resultado da aplicação de cada etapa, tomando como exemplo o radargrama Jacuípe1.3; e a interpretação dos dados.

3.1 Procedimento utilizado em campo

Os dados de GPR foram adquiridos com o equipamento SIR SYSTEM 2000 da GSSI utilizando uma antena com freqüência central de $200MHz$ em modo monoestático, com a configuração de afastamento constante. Foi utilizado a mesma configuração e antena na obtenção de todos os perfis realizados no local durante as duas aquisições.

Durante as aquisições foi realizada a aplicação de ganhos, filtragens verticais e horizontais, com o objetivo de aperfeiçoar a qualidade das informações nos dados. Contudo, é importante salientar que neste pré-processamento de campo devem ser utilizados filtros com uma banda larga, de forma que dados potencialmente valiosos não sejam perdidos durante a fase de aquisição.

3.2 Processamento dos dados

3.2.1 Objetivo

O objetivo do processamento, ao se aplicar técnicas de tratamento aos dados digitalizados, tem como intuito compensar a atenuação do sinal da fonte (transmissor), reposicionar refletores em suas posições corretas, corrigir distorções da imagem, etc, produzindo assim uma seção GPR final que realce, o mais fidedignamente possível, as estruturas geológicas de subsuperfície, facilitando a interpretação. A determinação das etapas do processamento a serem cumpridas depende de alguns fatores, tais como: tempo disponível, orçamento do projeto, qualidade dos dados, capacidade computacional, entre outros.

3.2.2 Etapas do processamento

Devido às similaridades cinemáticas entre os métodos sísmicos e de GPR, várias etapas do processamento sísmico podem ser aplicadas ao processamento de dados de radar. Com isso, pode-se fazer uso de diversos softwares de tratamento de dados sísmicos para processar dados de GPR.

Neste trabalho, foi utilizado o software RADAN 6.5 (GSSI, 2005) em todo o processamento dos dados. Os dados adquiridos em campo foram armazenados no disco rígido do equipamento SIR-2000 da GSSI no formato .dzt. Não se fez necessária a conversão dos dados em um outro formato para a utilização do software.

O processamento dos dados de radar pode ser básico ou avançado, de modo a tornar as seções mais nítidas e com melhor resolução temporal. A seguir são listadas brevemente as principais etapas normalmente executadas na sequência de um processamento de dados de GPR:

- Pré-processamento: etapa na qual a qualidade dos dados registrados é avaliada, com o objetivo de se verificar reflexões provenientes da superfície, seja de corpos metálicos ou de outros objeto, a presença de ruídos grosseiros, etc. Ou seja, visa obter um controle de qualidade antes do processamento propriamente dito. Nesta etapa também é feita a edição dos dados, sendo possível corrigir erros do cabeçalho, melhorar a apresentação, editar e eliminar traços, etc;
- Conversão dos dados para um formato digital utilizável;
- Remoção ou minimização das ondas diretas e aéreas dos dados;
- Aplicação de ganhos aos dados;
- Correção estática dos dados;
- Filtragem temporal e espacial dos dados;
- Análises de velocidade (semblance, método $T^2 - X^2$ e etc);
- Deconvolução do pulso (spiking e preditiva); e
- Migração (tempo e em profundidade).

A escolha por um fluxo de processamento adequado depende muito das metas e necessidades a serem atingidas. È importante salientar que dentro do mesmo fluxograma, etapas podem ser repetidas, assim como a ordem pode variar de acordo com as necessidades do intérprete.

Neste trabalho, foram realizadas as seguintes etapas de processamento, ilustradas com o radargrama Jacuípe1.3:

Processamento básico dos dados

Visualização do Header

O header é um cabeçalho que acompanha cada arquivo de dados. Nele estão as informações referentes a aquisição. Tais informações podem ser editadas se necessário.

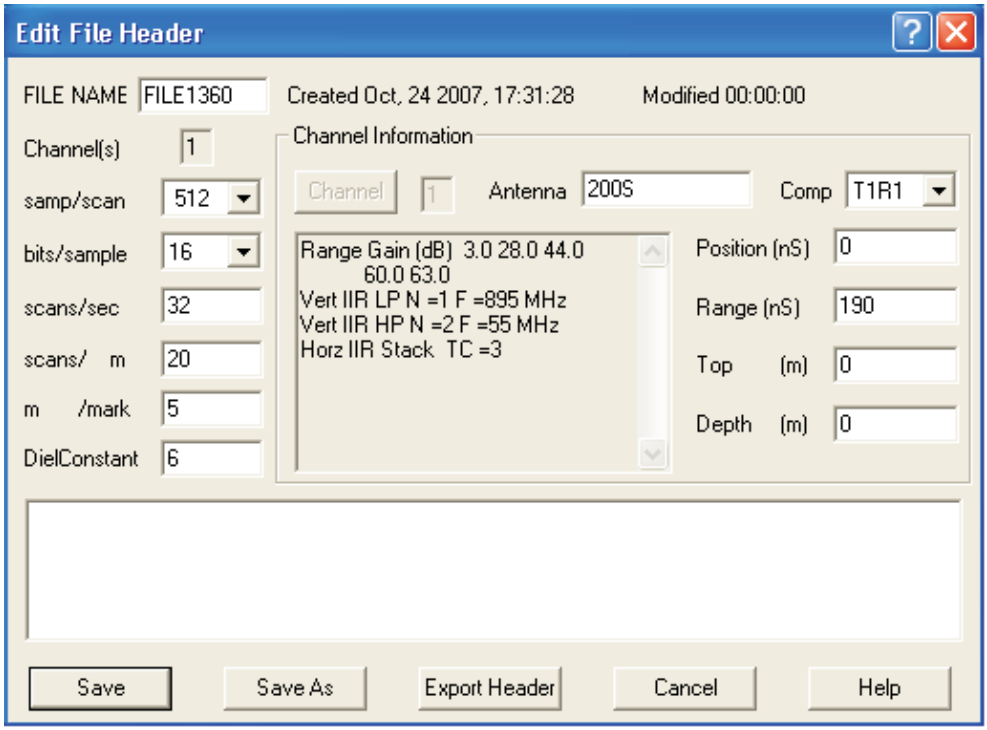


Figura 3.1: Visualização do header do radargrama Jacuípe1.3.

As informações contidas no arquivo header incluem: nome do arquivo; número de canais do equipamento; número de amostras por traço; número de bits por amostra; número de traços por segundo; número de traços por unidade de distância; valor estimado da constante dielétrica do meio; freqüência da antena utilizada; comprimento do traço em ns; e informações sobre ganhos e filtragens aplicadas no pré-processamento de campo.

Visualização do radargrama bruto

Nesta etapa foi utilizada a função do software RADAN, *Restore Gain*, que remove o ganho aplicado aos dados durante a aquisição. Podemos observar que o dado bruto não apresenta

uma qualidade adequada à interpretação do radargrama, daí nota-se a importância de um bom pré-processamento de campo.

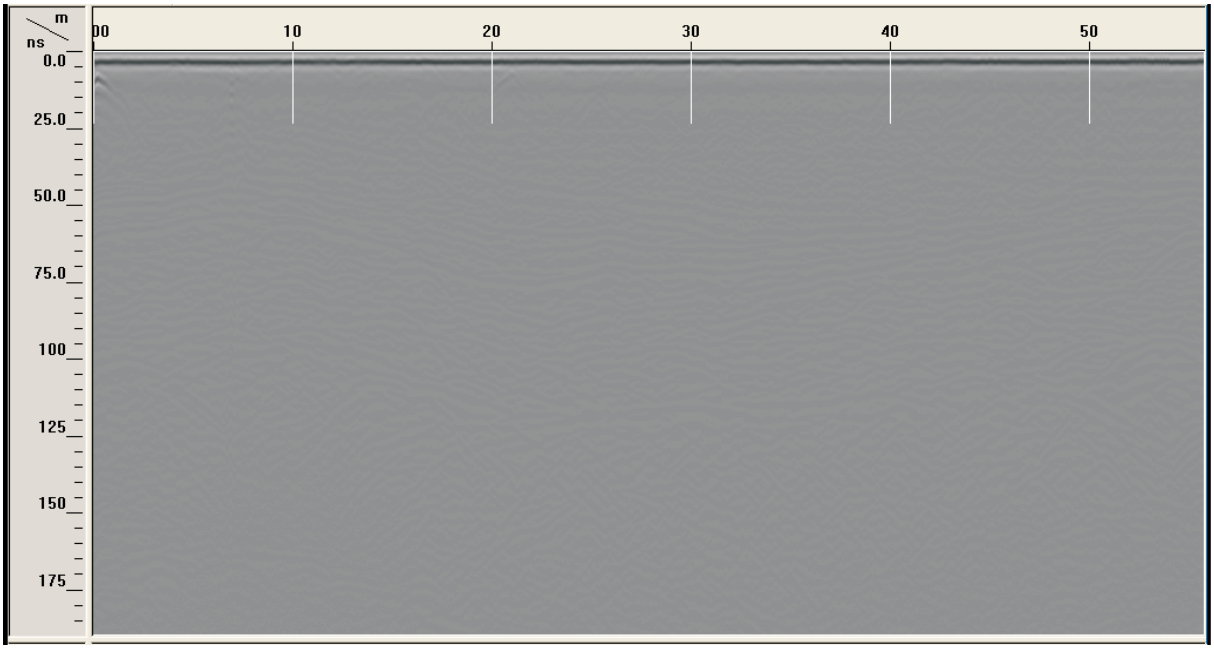


Figura 3.2: Radargrama Jacuípe1.3, visualizado sem nenhum processamento.

Visualização do radargrama apenas com o pré-processamento de campo

Foram feitas aplicações de ganhos e filtragens durante a aquisição com o objetivo de melhorar a qualidade dos dados e avaliar a qualidade da aquisição. As informações referentes a este pré-processamento de campo encontram-se no arquivo header, mostrado anteriormente na figura 3.1.

Aplicação de Ganhos

Devido a atenuação do sinal de radar no subsolo por diferentes fenômenos (reflexões, difrações, espalhamento geométrico, divergência esférica, entre outros), faz-se necessário aplicar algum tipo de função de ganho no tempo objetivando compensar as perdas de amplitude dos sinais registrados.

Várias funções de ganhos podem ser aplicadas aos dados. As mais comumente usadas são:

- Ganho Automático: equaliza (atenuando ou amplicando) todas as amplitudes dos traços numa janela temporal escolhida pelo intérprete.

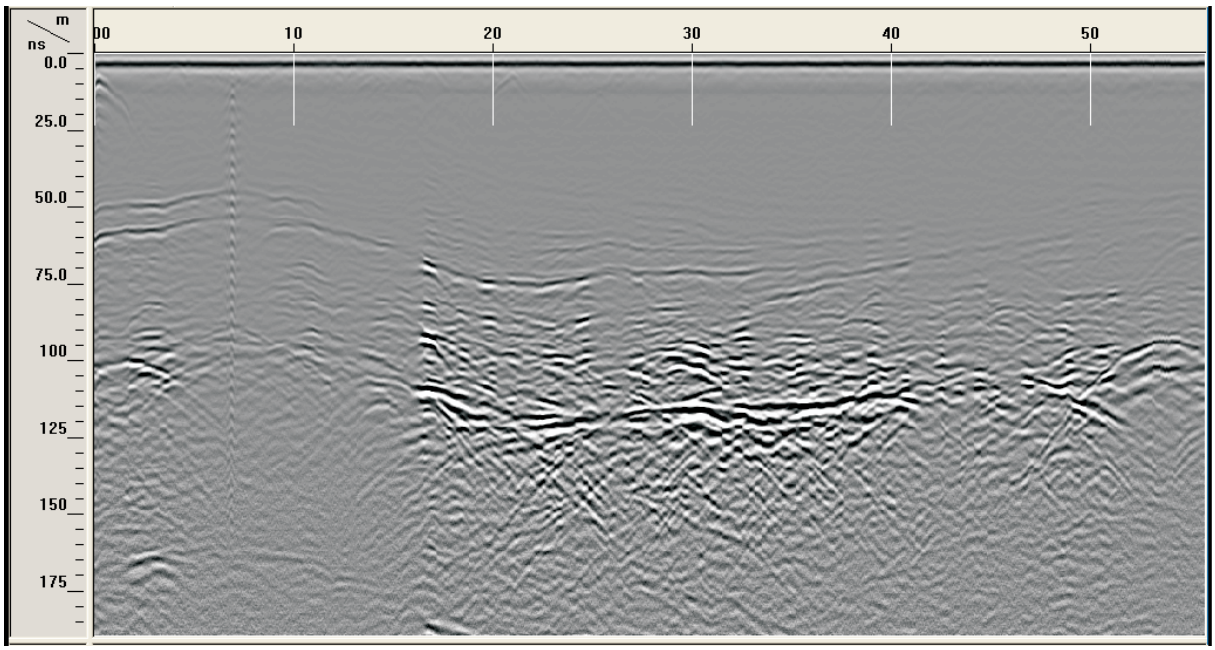


Figura 3.3: Radargrama Jacuípe1.3, visualizado apenas com o pré-processamento de campo.

- Ganhos linear e esponencial: podem ser aplicados numa determinada janela de tempo que contenha informações de maior interesse, sem afetar o restante da seção.

São mostrados nas figuras 3.4 e 3.5, os parâmetros usados na aplicação de ganho linear ao dado e o radargrama resultante de tal aplicação, respectivamente.

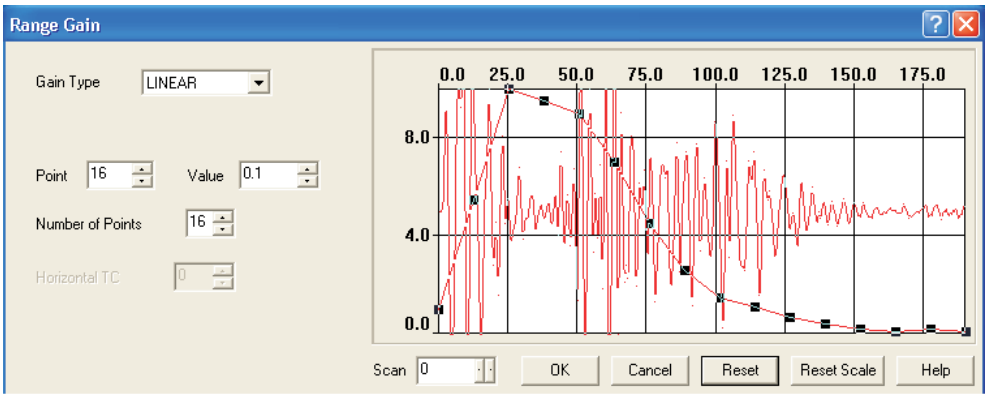


Figura 3.4: Parâmetros utilizados na aplicação de ganho linear ao dado Jacuípe1.3.

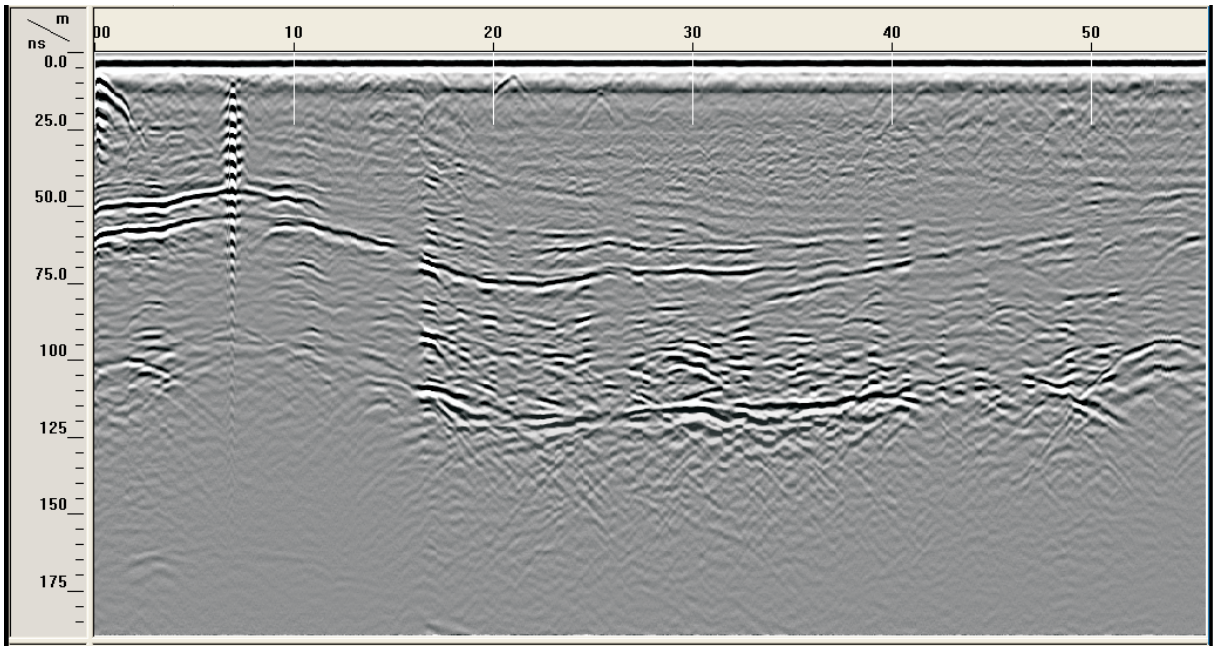


Figura 3.5: Radargrama Jacuípe1.3 após a aplicação de ganho linear.

Processamento avançado dos dados

Migração

A migração de dados de radar tem por objetivo posicionar corretamente os refletores quanto à sua posição, mergulho e profundidade. Assim como a deconvolução, a migração pode ser vista como um processo inverso que tenta corrigir a geometria de feições em subsuperfície, principalmente no que diz respeito aos ângulos de mergulho, dimensões, curvaturas e correto posicionamento em relação à superfície, das interfaces, e ainda, realizar o colapso de difrações.

Neste trabalho, foi aplicado aos dados a migração do tipo Kirchhoff. Este tipo de migração soma a energia espalhada nas difrações, segundo alguma curva de espalhamento determinada pelo campo de velocidades, e atribui o espalhamento da energia a um único ponto difrator, associado a um valor do coeficiente de reflexão no ponto espalhador.

A expressão geral de migração Kirchhoff 2-D para um evento pode ser obtida como ((Shneider, 1978)):

$$p(x,y) = -\frac{w^2}{4\pi^2}\int\int P(s,g,t)e^{-iw(\tau_s+\tau_g)}dsdg \tag{3.1}$$

onde τ_s e τ_g são os tempos de trânsito da fonte e receptor, respectivamente.

Os dados da primeira aquisição foram migrados com velocidade constante de $0,15m/ns$, enquanto que os dados da segunda foram migrados com velocidade em torno de $0,08m/ns$.

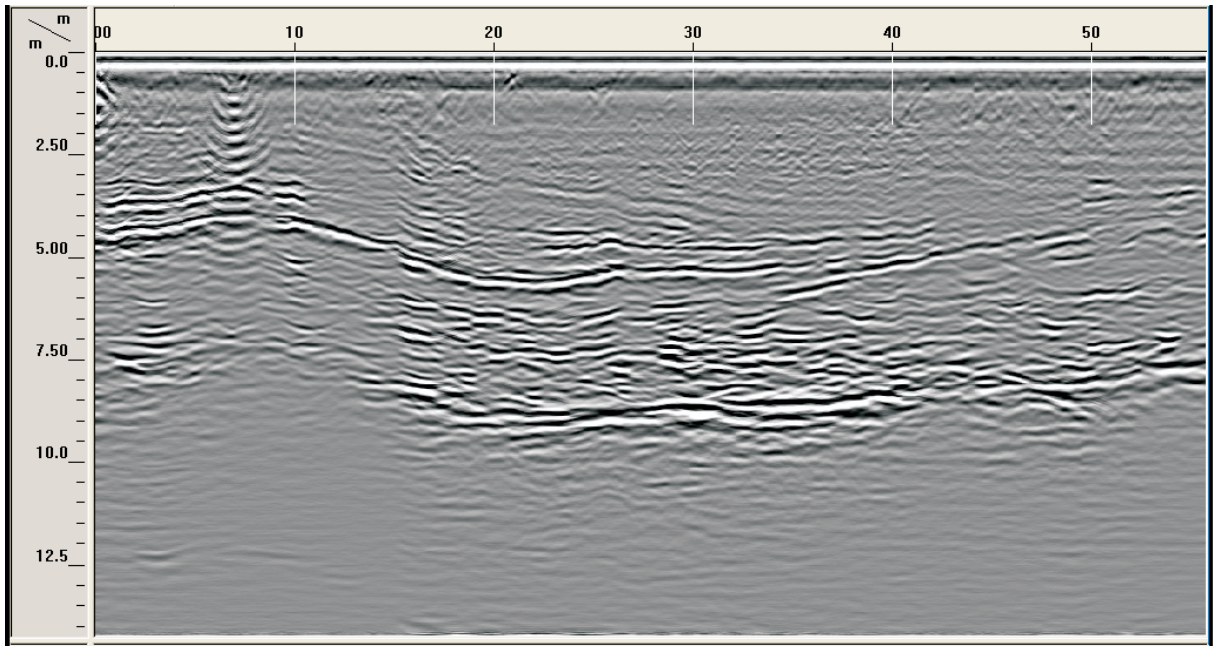


Figura 3.6: Radargrama Jacuípe1.3, após aplicação de migração do tipo Kirchhoff com velocidade constante de 0,15 m/ns.

3.3 Interpretação dos dados

A interpretação dos dados foi realizada a partir dos radargramas obtidos com a aplicação de ganho linear, sem aplicação da migração Kirchhoff.

Foram obtidos 7 perfis no total, a partir das duas aquisições realizadas no local de estudo. Na Figura 3.7, são mostrados todos os 7 perfis, com suas respectivas orientações de direção e sentido de aquisição. Porém, é importante salientar que tal figura serve apenas para indicar a disposição espacial dos perfis uns em relação aos outros e em relação à área em que foram obtidos, pois, devido à má qualidade de resolução da imagem adquirida tais perfis não puderam ser retratados de acordo com a escala condizente ao mapa.

3.3.1 Interpretação dos radargramas obtidos durante a primeira aquisição

As três seções obtidas nesta primeira aquisição apresentam uma profundidade máxima de aproximadamente $13m$. Podemos observar nos radargramas dessas seções a existência de três domínios distintos. O domínio logo abaixo do refletor de cor amarela que se encontra aproximadamente a uns $9m$ de profundidade representa a Formação Barreiras, que é constituída de sedimentos areno-argilosos, inconsolidados, que repousam diretamente sobre o embasamento cristalino (Accioly, 1997). A deposição da Formação Barreiras ocorreu ao final do Plioceno $(1,8Ma)$ em ambiente de leques aluviais coalescentes, sob condições de clima semi-árido, durante uma fase de soerguimento continental (Ghignone, 1979). Recobrindo o Barreiras,

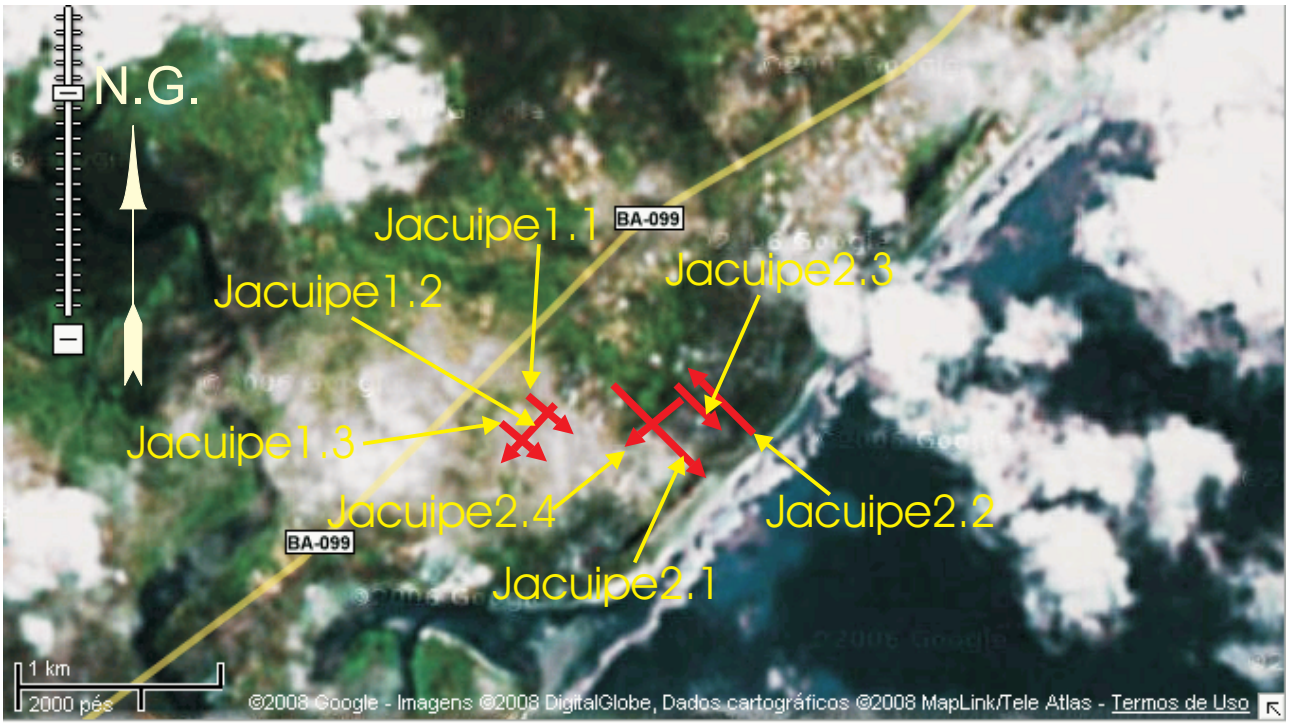


Figura 3.7: Disposição espacial dos perfis obtidos durante as duas aquisições de GPR no litoral norte da Bahia, (Google Earth).

temos as areias pleistocênicas de origem eólica apresentando estratificações plano-paralelas e cruzadas representadas nos radargramas pela cor branca. Logo acima dessas areias pleistocênicas podemos observar a ocorrência de um número grande de pequenas difrações e uma atenuação do sinal do radar, dando a entender de que se trata de uma material areno-argiloso bastante revirado e possivelmente com vários detritos enterrados.

Figura 3.8: Fotografia da área de levantamento GPR, mostrando a direção e o sentido de aquisição do perfil Jacuípe1.1 e o cruzamento dele com o perfil Jacuípe1.2.

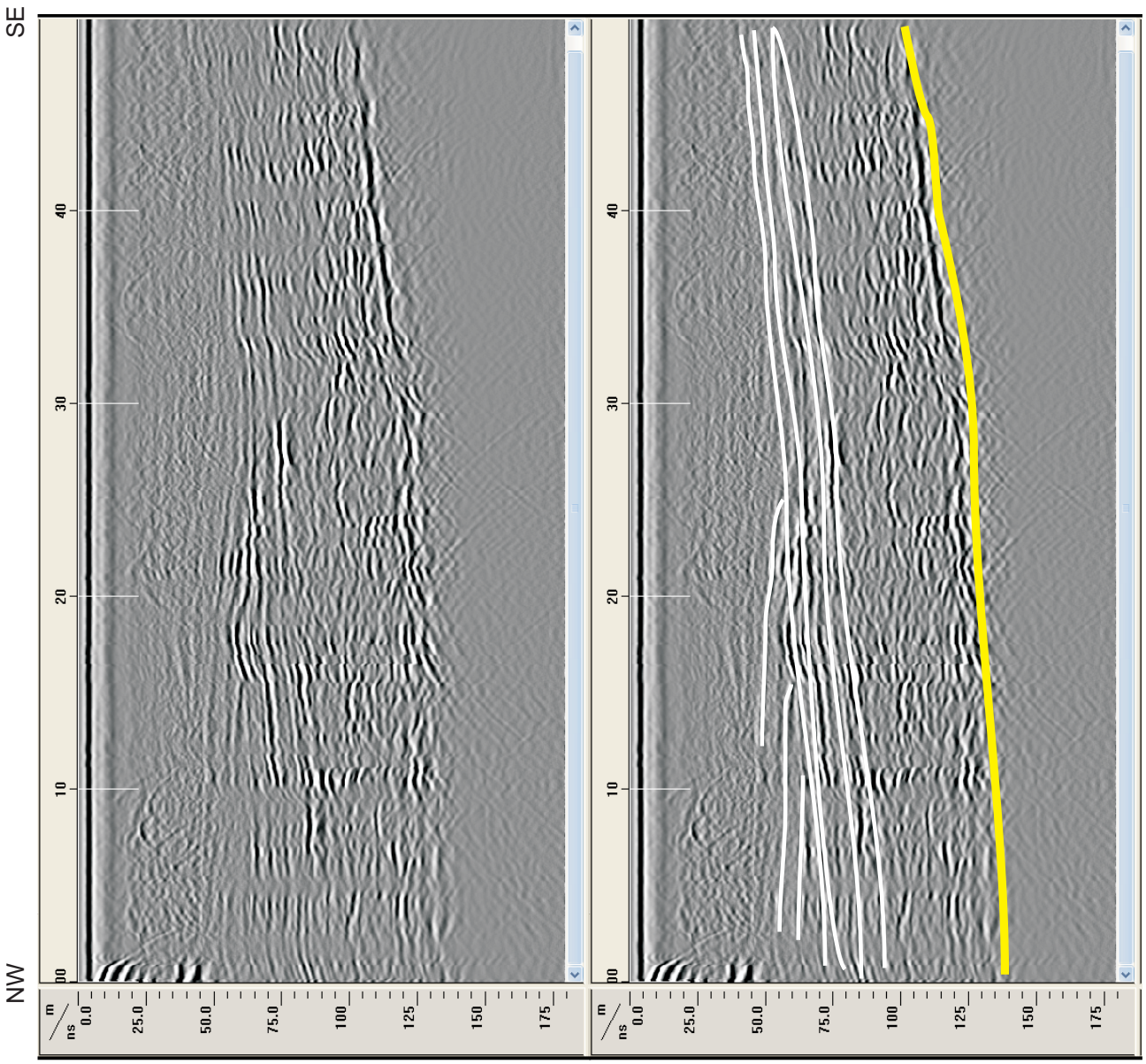


Figura 3.9: Radargrama Jacuípe1.1 visualizado e interpretado, orientado NW-SE, perpendicular à praia.

Figura 3.10: Fotografia da área de levantamento GPR, mostrando a direção e o sentido de aquisição do perfil Jacuípe1.2 e o cruzamento dele com os perfis Jacuípe1.1 e Jacuípe1.3.

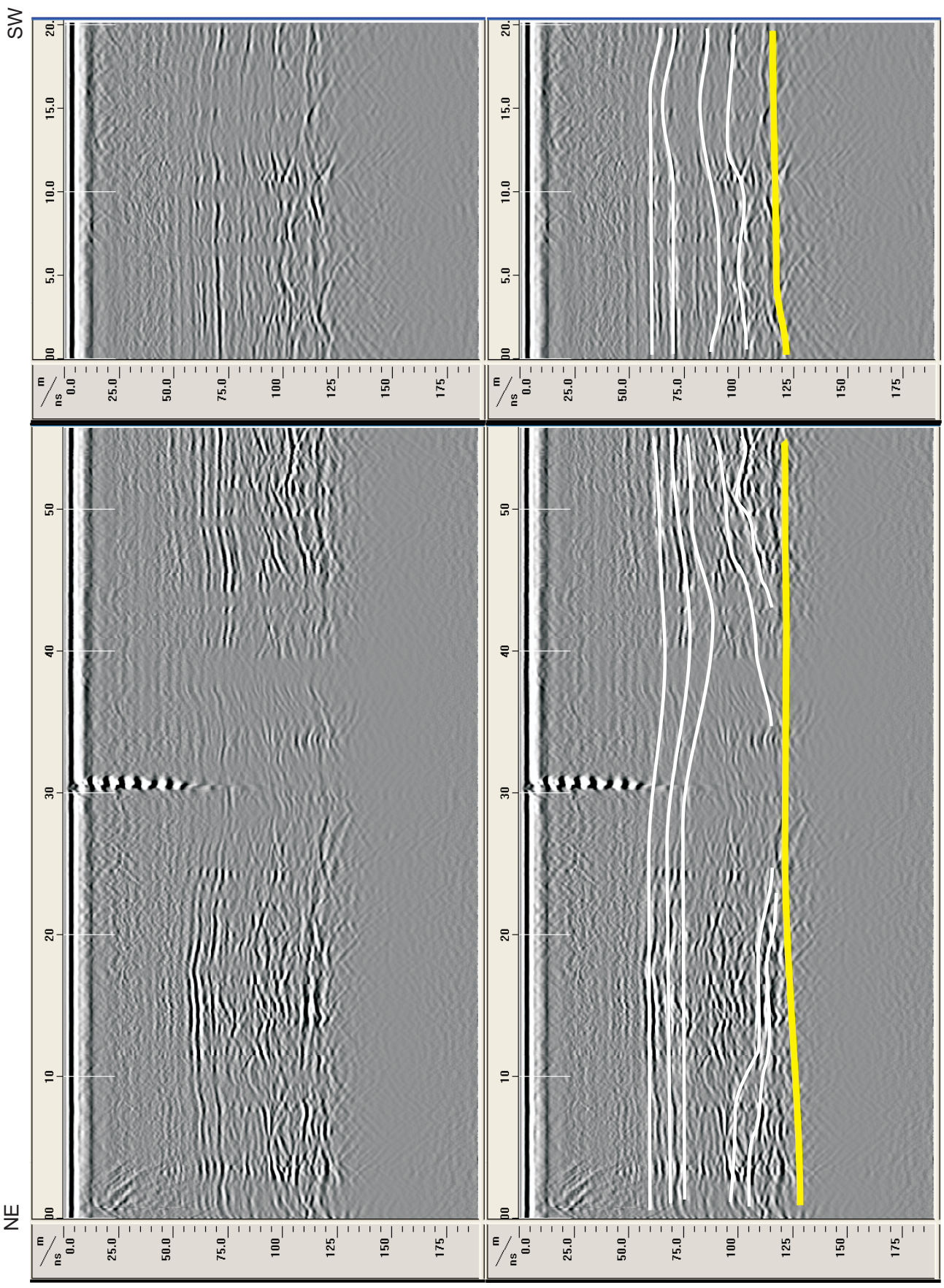


Figura 3.11: Radargrama Jacuípe1.2 visualizado e interpretado, orientado NE-SW, paralelo à praia.

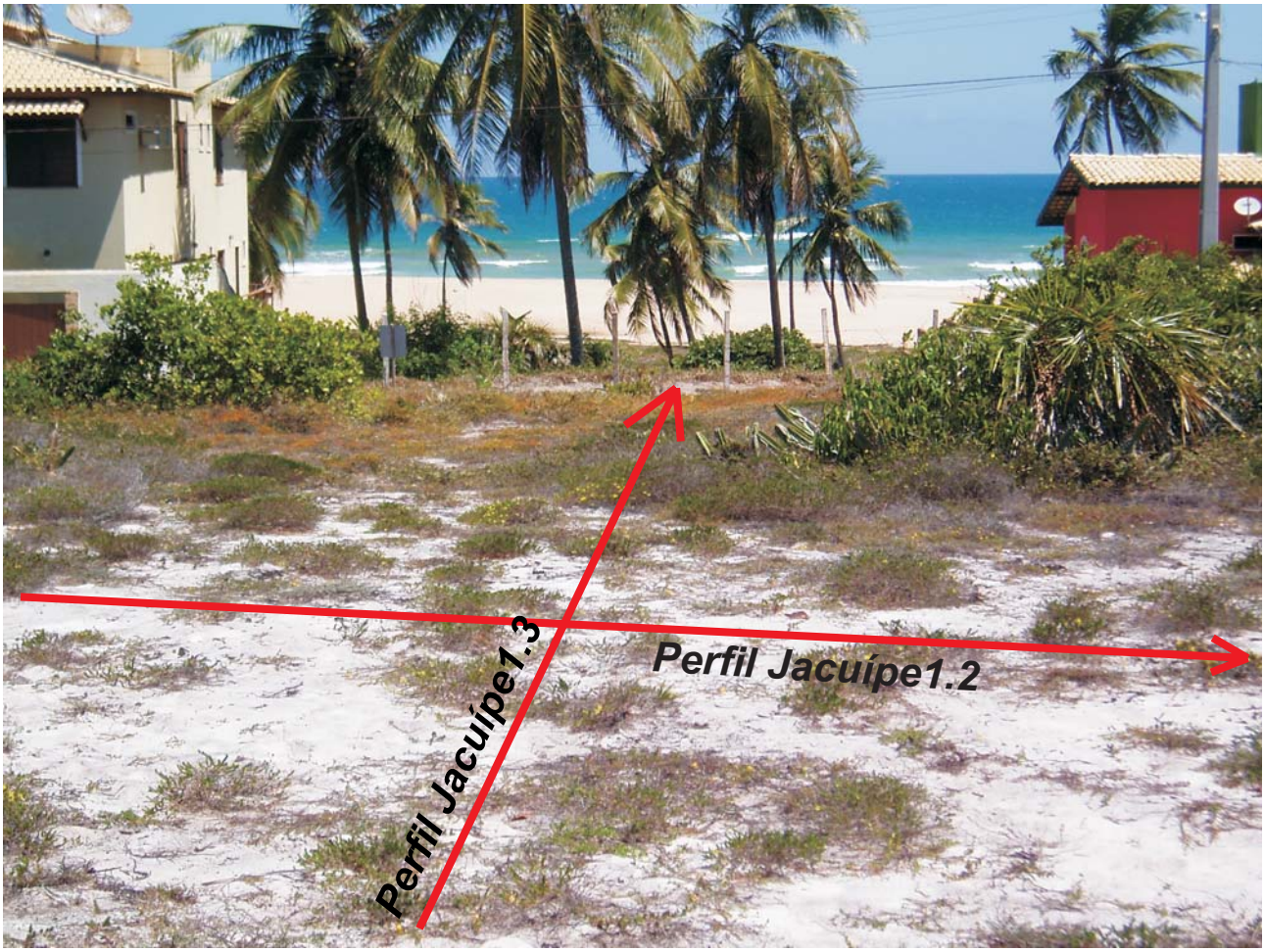


Figura 3.12: Fotografia da área de levantamento GPR, mostrando a direção e o sentido de aquisição do perfil Jacuípe1.3 e o cruzamento dele com o perfil Jacuípe1.2.

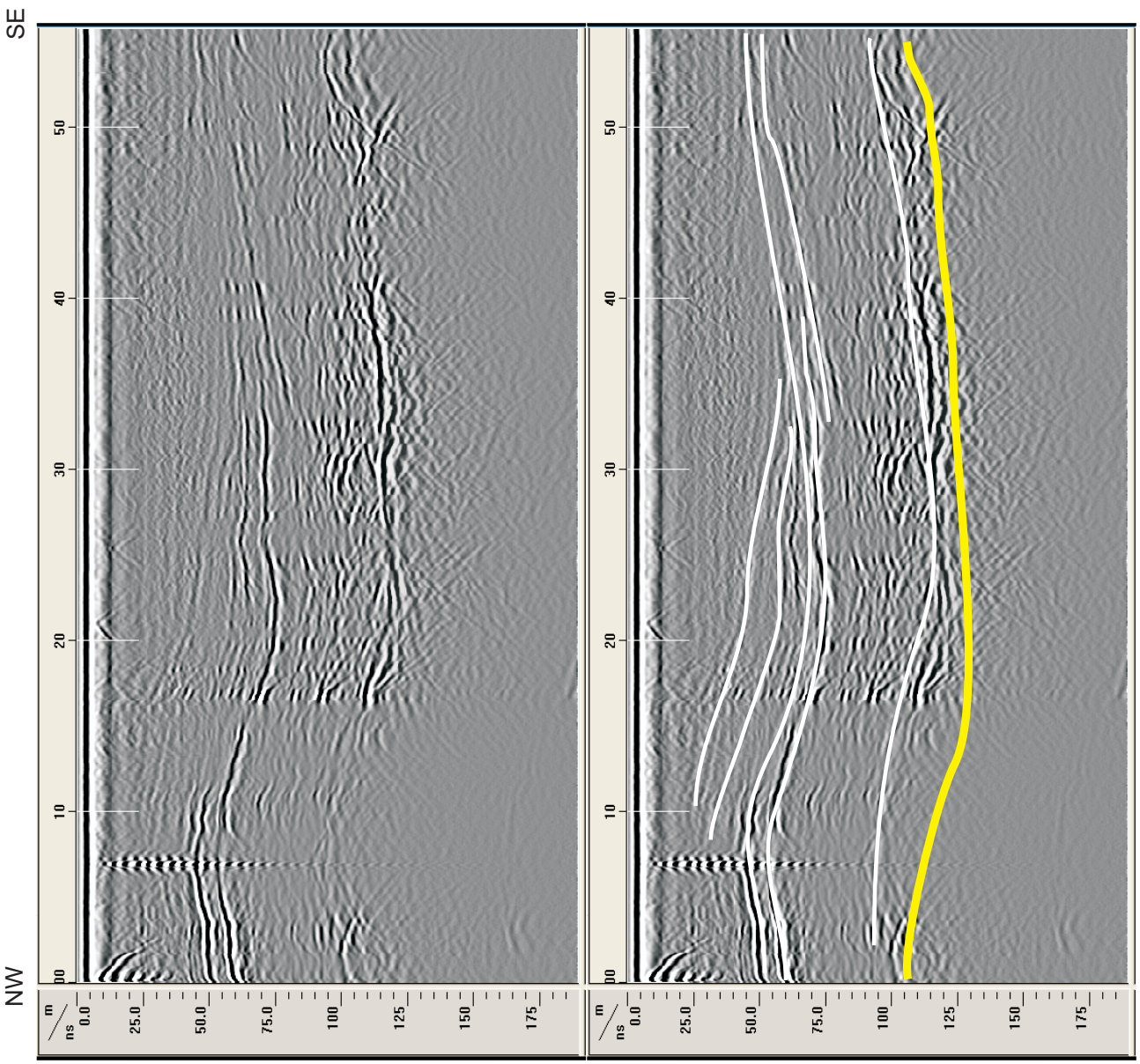


Figura 3.13: Radargrama Jacuípe1.3 visualizado e interpretado, orientado NW-SE, perpendicular à praia.

3.3.2 Interpretação dos radargramas obtidos durante a segunda aquisição

As 4 seções obtidas nesta segunda aquisição apresentam uma profundidade máxima de aproximadamente $15m$.

- Radargrama Jacuípe2.1

  Na obtenção deste perfil, partimos do continente em direção ao mar, descendo uma elevação à qual corresponderia às areias litorâneas pleistocênicas de origem eólica (Martin, L. et al, 1980) interpretadas no radargrama pelas linhas de cor branca. Associadas a essas areias podem ser observadas algumas difrações. Logo abaixo dessa areia aparecem dois fortes refletores (cor amarela), estando o refletor mais raso em torno de 2 a $5m$ e o mais profundo em torno de 7 a $12m$ de profundidade, delimitando o que pode possivelmente ser o Barreiras.

  Seguindo mais adiante, passamos por uma área ao lado de uma laguna (representada pela cor laranja), área esta que pode ao longo do tempo estar inundada ou saturada por água superficial ou água subterrânea, onde o nível do lençol freático (linha vermelha tracejada) está próximo ou à superfície do terreno, formando lagunas de água rasa, tal como foi encontrado no local. Esta zona baixa separa as areias litorâneas pleistocênicas (terraços marinhos pleistocênicos) das holocênicas (terraços marinhos holocênicos) (Martin, L. et al, 1980). Esses terraços marinhos holocênicos caracterizam-se por depósitos pouco desenvovidos dispostos paralelamente a atual linha de praia. Apresentam larguras variáveis, podendo ter desde 15 a $50m$ de largura. As altitudes, assim como a largura, são variáveis, indo desde 0,5 a $1m$ (Martin, L. et al, 1980). No radargrama estes terraços começam ao longo do caminhamento em torno de $45m$ e se estendem até aproximadamente $75m$ de distância.

  Após estes terraços, passamos com o GPR por um cordão-duna com altitude aproximada de 4 a $6m$. O cordão-duna é constituído essencialmente por areias finas retrabalhadas pelo vento. As areias removidas pelo vento da face da praia, foram trapeadas pela vegetação herbácea de restinga adjacente à linha de preamar máxima. Esta vegetação, ao diminuir a velocidade do vento, causa a deposição das areias, dando origem ao cordão-duna. Neste sentido, o cordão-duna é uma duna estacionária. É importante salientar que para formação de um cordâo-duna é necessário que a linha de costa permaneça estabilizada por um período de tempo relativamente longo (Accioly, 1997).

  Podemos notar também no radargrama, próximo ao cordão-duna, a presença de estruturas estratificadas paralelas com inclinação tendendo em sentido ao mar (cor verde). Chegando finalmente próximo ao mar, observamos que o sinal do radar vai gradativamente sendo atenuado devido à um aumento da salinidade. Evidenciado no radargrama, com a linha tracejada de cor azul, observa-se uma cunha salina, indicando a

forte influência de água salgada costa adentro. Este limite entre a água doce e água salgada é conhecido como limite de Knorr.

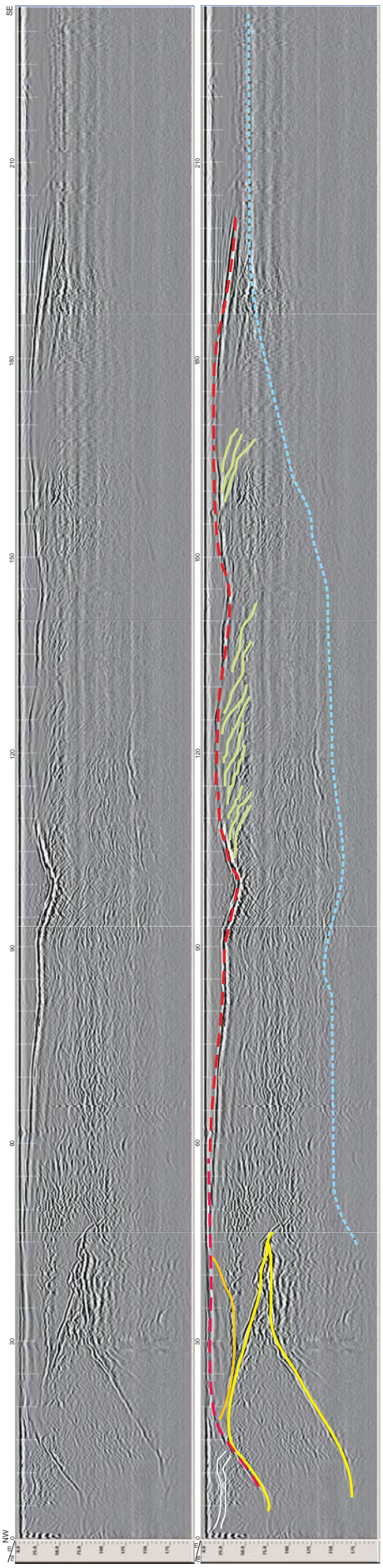


Figura 3.14: Radargrama Jacuípe2.1 visualizado e interpretado, orientado NW-SE, perpendicular à praia.

- Radargrama Jacuípe2.2

  A obtenção deste perfil foi feita partindo-se próximo ao mar em direção ao continente, ou seja, com um sentido inverso ao sentido de aquisição do perfil Jacuípe2.1, contudo, sem atravessar a área lagunar descrita na interpretação anterior. A figura a seguir apresenta uma sequência de fotos com o intuito de facilitar o entendimento do leitor em relação ao caminho percorrido durante a aquisição deste perfil.

Foto - 01

Foto - 04

Foto - 02

Foto - 05

Foto - 03

Foto - 06

Figura 3.15: Sequência de fotografias da área de levantamento GPR, mostrando a aquisição do perfil Jacuípe2.2.

Neste radargrama, podemos observar na área da praia, em torno de 1 a $4m$ de profundidade, estruturas estratificadas, que podem estar associadas a corpos areníticos localizados dentro do limite da zona de infra-maré e que ficam expostos subaereamente durante as marés baixas de sizígia.

Indo em direção ao continente, atravessamos novamente, porém agora em sentido contrário à aquisição do perfil anterior, respectivamente, o cordão-duna e as areias litorâneas holocênicas. Tais ambientes apresentaram diversas estratificações cruzadas, podendo elas ser ditas como sendo devido ao retrabalhamento dessas dunas ao longo do tempo.

De novo, temos o nível freático evidenciado no radargrama pela linha tracejada de cor vermelha e também temos o limite de Knorr (linha tracejada de cor azul) destacando a cunha salina.

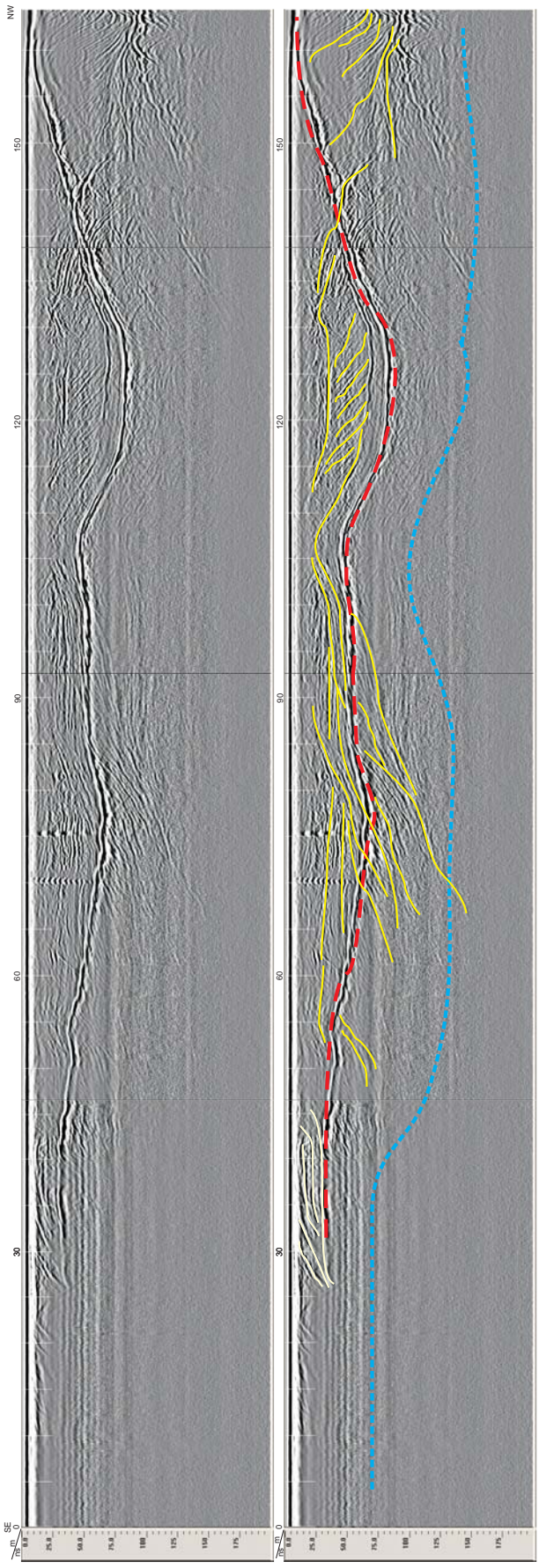


Figura 3.16: Radargrama Jacuípe2.2 visualizado e interpretado, orientado SE-NW, perpendicular à praia.

- Radargrama Jacuípe2.3

  Neste perfil, fizemos o caminho inverso ao da aquisição do perfil anterior, sendo ele porém mais curto (conforme mostra a figura a seguir).

Foto - 01

Foto - 04

Foto - 02

Foto - 05

Foto - 03

Foto - 06

Figura 3.17: Sequência de fotografias da área de levantamento GPR, mostrando a aquisição do perfil Jacuípe2.3.

Neste perfil, caminhamos com o GPR basicamente por dois ambientes, o de areias litorâneas holocênicas e o cordão-duna, respectivamente. Interpretamos mais uma vez o forte refletor qua aparece no radargrama como sendo o nível do lençol freático e pudemos observar novamente feições estratigráficas nos dois ambientes. Nota-se que, com relação ao perfil anterior, o sinal do GPR foi bastante atenuado abaixo do nível freático, impossibilitando uma visualização melhor de possíveis estruturas presentes. Isso pode ser devido a uma aplicação de ganho mal feita durante o processamento. Daí, nota-se a importância de um processamento bem realizado para a identificação das estruturas em subsuperfície.

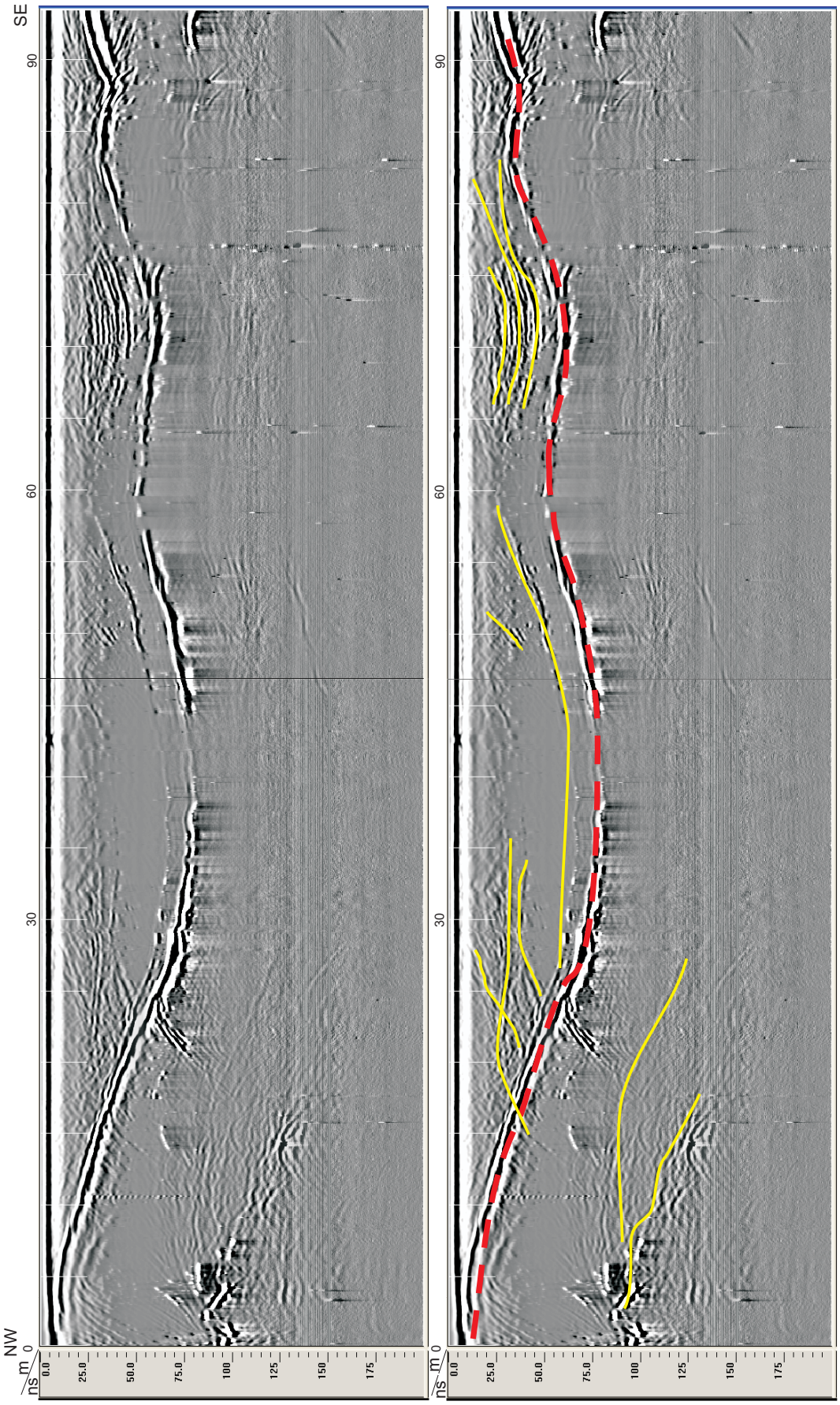


Figura 3.18: Radargrama Jacuípe2.3 visualizado e interpretado, orientado NW-SE, perpendicular à praia.

- Radargrama Jacuípe2.4

  Por fim, fizemos a aquisição deste último perfil, caminhando com o GPR em cima do cordão-duna conforme mostra a Figura 3.19.

Figura 3.19: Fotografia da área de levantamento GPR, mostrando a aquisição do perfil Jacuípe2.4.

Este radargrama não apresentou grandes mudanças ao longo dele, provavelmente, pelo fato de não haver mudança de ambiente ao longo da aquisição. Nele, estão presentes o nível freático (cor vermelha), algumas estratificações plano paralelas, (cor amarelo clara) e acima do nível freático, pode-se notar um refletor sub-paralelo a ele que pode ser interpretado como uma franja de capilaridade.

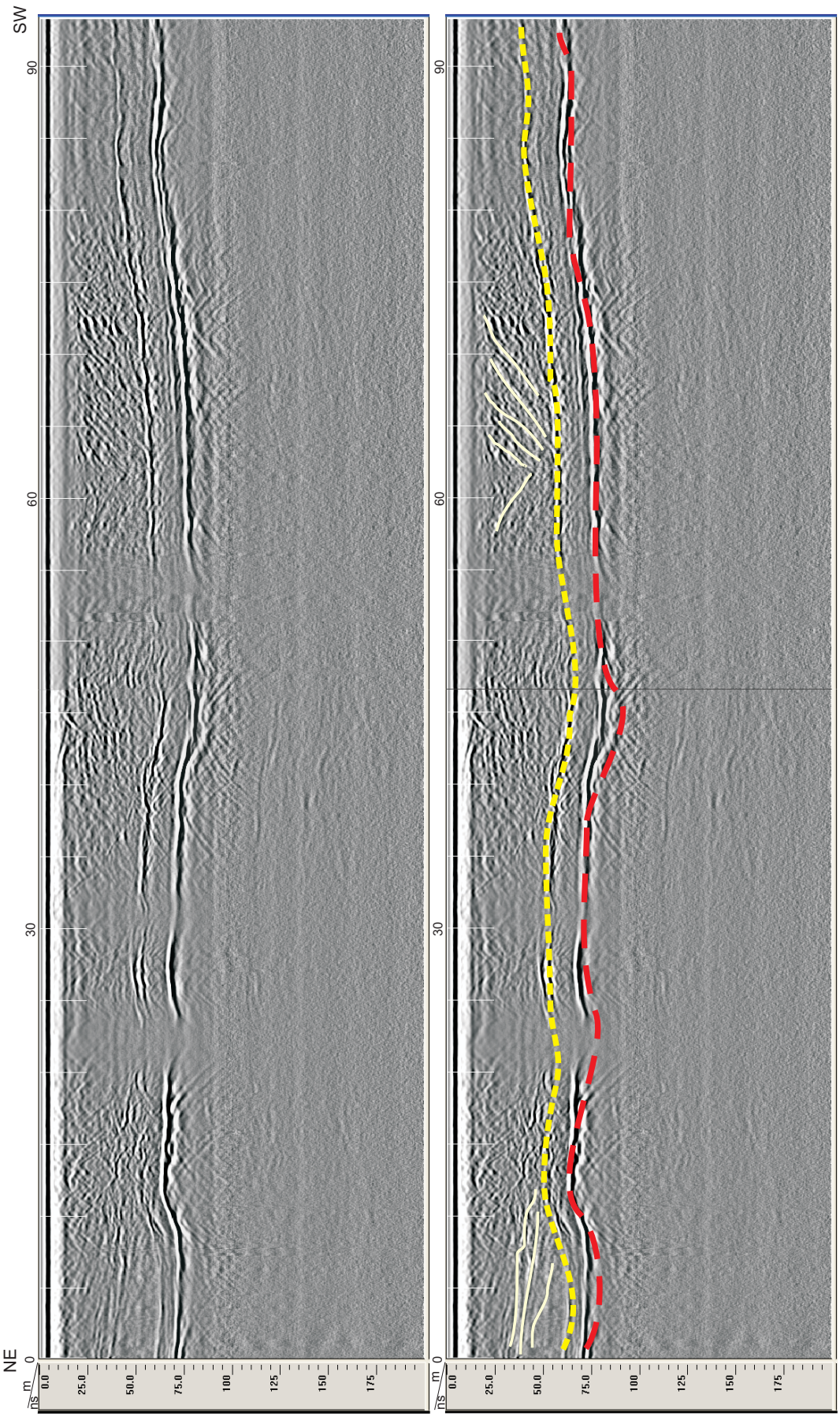


Figura 3.20: Radargrama Jacuípe2.4 visualizado e interpretado, orientado NE-SW, paralelo à praia.

CAPÍTULO 4

Conclusões

Ao fim deste trabalho, com a análise dos resultados obtidos, pode-se perceber porque o GPR vem se tornando atualmente a ferramenta geofísica de maior empregabilidade, sendo solicitada por diversas áreas do conhecimento humano. Tal método permite uma avaliação da subsuperfície de determinados ambientes em um curto período de tempo, com custos de aquisição relativamente baixos e uma resolução dos dados normalmente muito alta.

Para o objetivo proposto a este trabalho, os resultados obtidos foram considerados de forma satisfatória, mostrando imagens da subsuperfície que delimitam ambientes geológicos de diferentes épocas e de diferentes propriedades dielétricas e, como tais ambientes se relacionam entre si.

Neste trabalho, realizamos um perfil de praia com o GPR passando por ambientes como areias litorâneas pleistocênicas, terras úmidas, areias litorâneas holocênicas, cordão-duna e corpos areníticos expostos subaereamente. Analisando os radargramas obtidos, verificou-se a presença de uma cunha salina causando a atenuação do sinal do radar, e pode-se observar também, através de um forte refletor nos radargramas da segunda aquisição a presença de um nível freático evidenciando o limite entre água doce e salgada (Limite de Knorr). No radargrama Jacuípe2.4, observa-se um refletor paralelo ao refletor que indica o nível do lençol freático, e que foi interpretado como sendo uma franja de capilaridade.

O perfil Jacuípe2.1 foi o que apresentou uma maior quantidade de informações acerca da subsuperfície, com ótima resolução das estruturas e camadas presentes.

Como sugestão para trabalhos futuros, seria muito importante a realização de uma correlação dos dados adquiridos com o GPR com dados de perfis de poços geotécnicos afim de se obter uma interpretação mais precisa dos dados. Além disso, seria também muito importante adicionar dados topográficos e perfis geológicos com o intuito de reforçar a separação das unidades geológicas descritas.

Agradecimentos

Em primeiro lugar a Deus.

À minha família por todo apoio e paciência.

À minha orientadora Jacira Cristina Batista de Freitas por ser a pessoa maravilhosa que é, muito atenciosa, amiga e além de uma excelente professora, indiscutivelmente a melhor.

Ao meu co-orientador, professor Marco Antonio Barsottelli Botelho, pela atenção dispensada e valiosas críticas e sugestões.

Ao professor Luiz César Corrêa Gomes, por todas as informações disponibilizadas e por aceitar compor a banca deste trabalho.

A todos os meus amigos e colegas de curso, sem exceção.

Ao CPGG, por disponibilizar recursos para a realização deste trabalho.

A todos os funcionários que de alguma forma me ajudaram durante minha graduação.

A todos os professores que conviveram comigo durante a graduação.

Referências Bibliográficas

Accioly, P. C. V. (1997) Evolução quaternária e dinâmica atual da planície costeira de arembepe, litoral norte do estado da bahia.

Annan, A. P. e Davis, J. L. (1977) Radar range analysis for geological materials, Reunião de atividades: Parte B. Geological Survey of Canada, **77**:117–124.

Cook, J. C. (1975) Radar transparencies of mine and tunnel rocks, **40**:865–885.

Davis, J. L. e Annan, A. P. (1989) Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy, Geoph. Prosp., **37(5)**:531–551.

GSSI (2005) RADAN 6.5 User's Manual, Geophysical Survey Systems, Inc, North Salem, NH, USA.

Martin, L.; Carlos, A. S. P. B.; Silva, G. V. B. e Flexor, J. M. (1980) Mapa Geológico do Quaternário Costeiro do Estado da Bahia, Coordenação da Produção Mineral, Brasil.

McCann, D. M.; Jackson, P. D. e Fenning, P. J. (1988) Comparison of the seismic and ground-probing radar methods in geological surveying, IEE Proceedings, **135**:380–390.

Moorman, B. J.; Judge, A. S. e Smith, D. G. (1991) Examining fluvial sediments using ground penetrating radar in british columbia, Current Research: Parte A. Geological Survey of Canada, **91-1A**:31–36.

Reynolds, J. M. (1997) An introduction to applied and environmental geophysics, John Wiley and Sons, England.

Salomão, J. F. B. e Landim, J. M. D. (1996) Mapa Geológico do Estado da Bahia, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Salvador-Bahia.

Sheriff, R. E. (1991) Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics, vol. 3, SEG, Tulsa.

Strongman, K. B. (1992) Forensic applications of ground penetrating radar, In: Ground Penetrating Radar, ed. J. Pilon, Geological Survey of Canada, **90(4)**:203–211.

Young, J. D. e Leon, P. J. (1996) A brief history of gpr fundamentals and applications, Internacional Conference on Ground Penetrating Radar, **96**:5–14.