

CAPÍTULO 2

2 METODOS GEOFISICOS

2.1 GPR (*GROUND PENETRATING RADAR*)

2.1.1 Histórico

O Radar de Penetração no Solo (*Ground Penetrating Radar* - GPR) é uma metodologia geofísica relativamente nova. Serve para caracterizar as propriedades das rochas e estruturas a pequenas profundidades, com grande resolução e foi desenvolvido principalmente para localizar objetos enterrados ou interfaces geológicas abaixo da superfície da Terra.

O primeiro uso de sinais eletromagnéticos para determinar a presença de objetos metálicos terrestres é geralmente atribuída a Hülsmeier em 1904, mas a primeira descrição de seu uso para localizar objetos enterrados apareceu seis anos mais tarde, na Alemanha, patenteada por Leimbach e Löwy (Daniels, 1996). Estes autores descreveram uma técnica alternativa que usou antenas separadas, montadas em superfície, para detectar a reflexão da interface subsuperfície/água subterrânea ou depósitos minerais.

O trabalho de Hülsenbeck (1926, *apud* Daniels, *op. cit.*) é o primeiro a utilizar as técnicas de pulso para determinar a estrutura de corpos enterrados. A primeira investigação de GPR foi realizada na Áustria em 1929, com a finalidade de se investigar a espessura de uma geleira (Stern, 1929, 1930 *apud* Olhoeft, 1996).

No fim dos anos 50, radares da Força Aérea Americana foram utilizados para verificar espessura e ruptura de geleiras na Groenlândia (Olhoeft, obtido via *internet*).

O número de investigações aumentou com a habilidade do radar de imagear em subsuperfície não somente a espessura do gelo, mas também as propriedades do subsolo e o nível d'água (Cook, 1964 *apud* Olhoeft, *op. cit.*).

Em 1967, um sistema de sondagem glacial desenvolvido por Stern foi construído e utilizado no programa “Experimento das Propriedades Elétricas da Superfície Lunar

da Apollo 17”, dando início a um grande número de publicações (Simmons *et al.*, 1972, *apud* Olhoeft, *op. cit.*).

Até a década de 70, os equipamentos GPR eram construídos pelos próprios usuários. No entanto, a partir de 1972, Rex Morey e Art Drake criaram a *Geophysical Survey System Inc.* e iniciaram a venda do sistema comercial do radar de penetração do solo (Morey, 1974).

Com o desenvolvimento tecnológico a partir da década de 80, vários equipamentos com modo de aquisição de registro digital foram construídos, minimizando o custo, otimizando sua portabilidade e tornando-se mais fácil a sua aquisição e, portanto, sua utilização. Como consequência, um grande número de trabalhos científicos utilizando o método GPR foram publicados nas mais diversas áreas, tais como:

- ▶ exploração mineral (Annan & Davis, 1976; Davis *et al.*, 1984; Daniels *et al.*, 1988; Scaife & Annan, 1991; Annan, 1992; Franco *et al.*, 1997; Souza Jr. & Porsani, 2001);
- ▶ geologia básica (Ulriksen, 1982; Davis & Annan, 1986, 1988, 1989; Scaife & Annan, 1991; Dominic *et al.*, 1995; Jol & Smith, 1995; Porsani & Rodrigues, 1995; Rodrigues & Porsani, 1997; Gandolfo, 1999; Kruse *et al.*, 2000);
- ▶ hidrogeologia (Annan *et al.*, 1991; Scaife & Annan, 1991; Annan & Cosway, 1992; Sauck *et al.*, 1995b; Harari, 1996);
- ▶ geotecnia (Ulriksen, 1982; Davis & Annan, 1988; Scaife & Annan, 1991);
- ▶ planejamento urbano (Annan *et al.*, 1984; Daniels *et al.*, 1988; Daniels, 1989; Scaife & Annan, 1991; Olhoeft, 1996; Grandjean *et al.*, 2000);
- ▶ geologia ambiental (Annan *et al.*, 1984; Davis & Annan, 1988, 1989; Scaife & Annan, 1991; Ulrych *et al.*, 1994; Benson, 1995; Rodrigues & Porsani, 1995);
- ▶ arqueologia (Sauck *et al.*, 1995b; Hruska & Fuchs, 1999; Pipan *et al.*, 1999);
- ▶ pedologia (Davis & Annan, 1977; Topp *et al.*, 1980);
- ▶ aplicações militares (Young & Leon, 1996);
- ▶ forênse (Strongman, 1992; Hammon III *et al.*, 2000).

No Brasil, trabalhos pioneiros de GPR foram realizados pelo Centro de Pesquisas da Petrobrás (Porsani *et. al.*, 1994a, 1994b, 1995; Porsani & Rodrigues, 1995a, 1995b; Rodrigues & Porsani, 1995, 1997), seguidos pelas Universidades Federais da Bahia (Ulrych *et. al.*, 1994) e do Pará (Sauck *et. al.*, 1995a, 1995b). Atualmente o GPR vem sendo estudado e empregado por várias instituições de pesquisas e universidades brasileiras, dentre as quais podemos citar: Unesp, CETESB, IPT, IAG-USP, ON-RJ, UnB, UFRGS, UFRJ, UFC, UFPA, UFMT, UFRN, entre outras (Porsani, 1999).

2.1.2 Fundamentos Teóricos

O método GPR é um método eletromagnético que emprega ondas de rádio em frequências muito altas (normalmente entre 10 – 1000 MHz) para localizar estruturas e feições geológicas rasas de subsuperfície ou localizar objetos enterrados pelo homem. O princípio físico e a metodologia de aquisição de dados GPR é semelhante a técnica de reflexão sísmica e a técnica de sonar, com exceção de que o GPR é baseado na reflexão de ondas eletromagnéticas (EM)(Porsani, 1999).

Esse método consiste na transmissão de ondas EM repetidamente radiadas para dentro da Terra por uma antena transmissora colocada na superfície (Figura 2.1). A propagação do sinal EM depende da frequência do sinal transmitido e das propriedades elétricas dos materiais, as quais são principalmente dependentes do conteúdo de água presente no solo (Topp *et. al.*, 1980), quanto maior o conteúdo de água maior será a atenuação do sinal da onda EM, e vice-versa. As mudanças das propriedades elétricas em subsuperfície faz com que parte do sinal seja refletido. As ondas de radar refletidas e difratadas em subsuperfície são recebidas através de outra antena, denominada de antena receptora, também colocada na superfície da Terra (Modo biestático, Figura 2.2). A energia refletida é registrada em função do tempo de atraso, amplificada, digitalizada e gravada no disco rígido de um computador *notebook* (Davis & Annan, 1989). Após o processamento dos dados, o resultado obtido é uma imagem de alta resolução da subsuperfície.

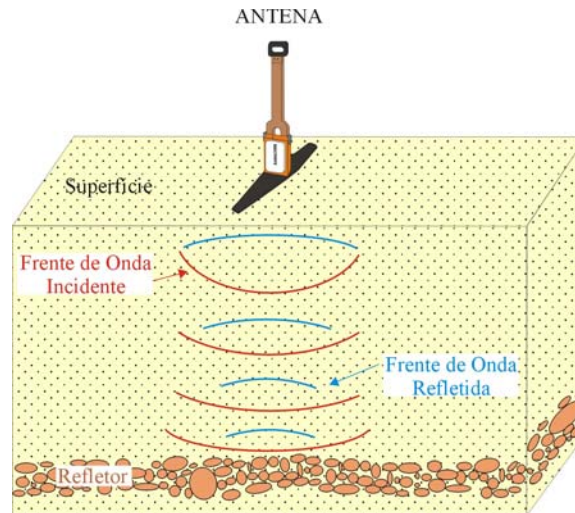


Figura 2.1 - Diagrama de uma antena transmissora monoestática.

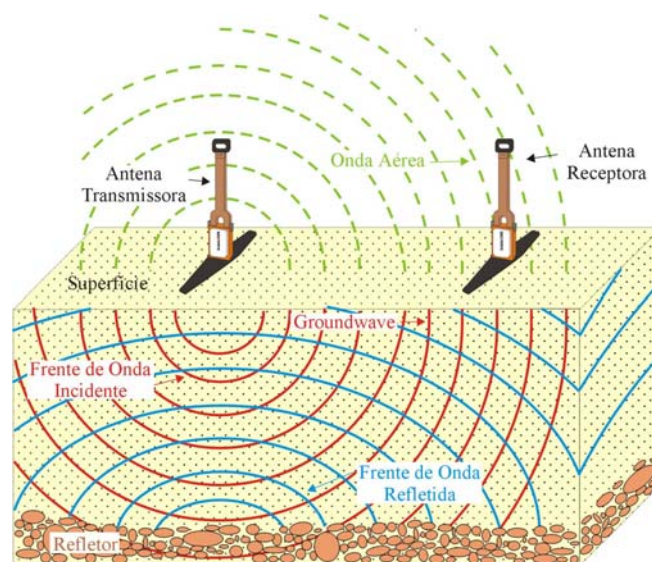


Figura 2.2 - Diagrama de antenas GPR (modo biestático).

Os fundamentos do método GPR encontram-se na teoria de propagação de ondas eletromagnéticas. Para as baixas frequências (< 1 MHz) utilizadas na maioria dos métodos eletromagnéticos, os estudos de indução de correntes elétricas na Terra são adequadamente descritos por um processo de difusão do campo eletromagnético, onde as correntes de deslocamento podem ser desprezadas e somente as correntes de condução são consideradas. Entretanto, para as altas frequências do radar (1 – 1000

MHz), tanto as correntes de condução quanto as correntes de deslocamento devem ser consideradas (Ward & Hohmann, 1987).

A teoria eletromagnética (EM) está embasada nas equações de Maxwell. Na primeira equação, conhecida como Lei de Ampère, o campo magnético (\vec{H}) é produzido por correntes elétricas:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (2.1)$$

\vec{J} = densidade de corrente de condução em ampère / metro quadrado (A/m²).

$\frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$ = corrente de deslocamento.

Na segunda equação de Maxwell, conhecida como Lei de Faraday, o campo elétrico (\vec{E}) é produzido pela variação do campo indução magnética (\vec{B}) em relação ao tempo:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (2.2)$$

A introdução das relações constitutivas do meio nas equações de Maxwell faz-se necessária para se obter informações sobre as propriedades elétricas dos materiais por onde os campos elétricos e magnéticos atuam.

A primeira relação constitutiva do meio, conhecida como Lei de Ohm, relaciona a densidade de corrente de condução (\vec{J}) ao campo elétrico (\vec{E}). Nos materiais geológicos simples essa relação é aproximadamente linear e a constante de proporcionalidade é a condutividade elétrica (σ), expressa em Siemens por metro (S/m) ou, no caso do GPR, mS/m (1mS – 10⁻³S). A condutividade elétrica de um material é uma medida de sua habilidade em conduzir corrente elétrica (Keller, 1987).

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (2.3)$$

A segunda relação constitutiva do meio relaciona diretamente o campo elétrico (\vec{E}) à corrente de deslocamento, ou à polarização (\vec{D}), e a constante de proporcionalidade é a permissividade dielétrica do material (ϵ). O deslocamento é caracterizado pela movimentação dos elétrons, núcleos e moléculas polares da posição de equilíbrio neutro para outra (polarizada), devido à influência de um campo elétrico externo (Keller, 1987).

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (2.4)$$

No método GPR, tanto a condutividade elétrica quanto a permissividade dielétrica são importantes porque afetam diretamente a atenuação e a propagação das ondas de radar, respectivamente (Annan, 1996). Em geral, a condutividade é dominante para ondas EM de baixas frequências (< 1 MHz) enquanto que, para altas frequências (\geq 1 MHz), a permissividade dielétrica é dominante (Ward & Hohmann, 1987).

Normalmente, utiliza-se a permissividade dielétrica relativa,

$$\epsilon_r = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} \quad (2.5)$$

ϵ = permissividade dielétrica do material (F/m)

ϵ_0 = permissividade dielétrica no vácuo ($8,854 \times 10^{-12}$ F/m)

A tabela 2.1. mostra a condutividade elétrica e a constante dielétrica de alguns materiais comuns para as frequências do radar.

Tabela 2.1 – Constante dielétrica (ϵ_r') e condutividade elétrica (σ_0), observadas nos materiais comuns para as frequências utilizadas no GPR (Porsani, 1999).

Materiais Secos	ϵ_r'	σ_0 (mS/m)	Materiais Saturados	ϵ_r'	σ_0 (mS/m)
Ar	1	0	Água destilada	81	0,01
Areia seca e cascalho	2 – 6	0,01	Água fresca	81	0,5
Argila seca	5	2	Água do mar	81	3000
Folhelho e siltito seco	5	1	Areia saturada	20 – 30	0,1 – 1
Calcário seco	4	0,5	Silte saturado	10	1 – 10
Solo arenoso seco	2,6	0,14	Argila saturada	40	1000
Solo argiloso seco	2,4	0,27	Solo arenoso saturado	25	6,9
Sal seco	5 – 6	0,01 – 1	Solo argiloso saturado	15	50
Granito seco	5	0,01	Arenito saturado	20 – 30	40
Basalto seco	6	1	Siltito saturado	30	100
Diabásio seco	7	10	Folhelho saturado	7	100
Ferro	1	10^9	Calcário saturado	8	2
Aço	1	∞	Granito saturado	7	1
PVC	8	0	Basalto saturado	8	10
Asfalto	3 – 5	0	Diabásio Saturado	8	100
Concreto Seco	5,5	0	Concreto saturado	12,5	0

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

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (2.6)$$

O efeito da variação da permeabilidade magnética não é considerado quando são feitas medidas eletromagnéticas na Terra, por admitir-se que a mesma não varia significativamente em relação a permeabilidade magnética do espaço livre (Olhoeft, 1981; Keller, 1987). Contudo, os efeitos de uma forte permeabilidade magnética não podem ser totalmente ignorados no método GPR (Annan, 1992).

Para estudos de radiação de ondas EM na Terra é suposto que: (i) a terra é um meio isotrópico, horizontalmente estratificado, com extensão lateral infinita; (ii) ϵ e μ

são constantes e independentes do tempo, sendo $\mu = \mu_0$ para a maioria das rochas, onde $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m é a permeabilidade magnética do espaço livre (Annan, 1996).

Substituindo-se as relações constitutivas nas equações de Maxwell e supondo que os campos \vec{E} e \vec{H} variam harmonicamente com o tempo na forma $e^{i\omega t}$, e que $\partial/\partial t = i\omega$, onde ($\omega = 2\pi f$), obtém-se a equação da onda plana para o campo elétrico.

$$\nabla^2 \vec{E} + k^2 \vec{E} = 0 \quad (2.7)$$

k é definido como *número de onda*, que é o termo que agrupa as propriedades das rochas (condutividade elétrica, permissividade dielétrica e permeabilidade magnética) e a frequência, ou seja:

$$k^2 = \omega^2 \mu \epsilon - i \omega \mu \sigma \quad (2.8)$$

Corrente de Deslocamento (GPR)

Para as altas frequências utilizadas no método GPR (≥ 1 MHz), os dois termos de k^2 devem ser considerados, sendo que a corrente de deslocamento predomina sobre a corrente de condução, isto é:

$$\omega^2 \mu \epsilon > |i \omega \mu \sigma| \quad (2.9)$$

Tal meio é denominado de *Lossy Dielectric Medium* ou Meio Dielétrico de baixa perda. Essa é a condição básica do funcionamento do método GPR: um meio de baixa perda (Annan, 1996; Porsani, 1999).

Nas altas frequências (1 – 1000 MHz), é usual reescrever o número de onda k como:

$$k = \alpha + i \beta \quad (2.10)$$

onde α é a constante de atenuação e β é a constante de propagação, definidos originalmente em Stratton, 1941 (*In. Porsani, op. cit.*).

Os fatores mais importantes que governam a propagação da onda EM num determinado meio são a velocidade (v) e a atenuação (α).

Nas frequências do GPR, a constante de atenuação e de propagação são obtidas através da expansão em séries de potências de $\frac{\sigma^2}{\omega^2 \epsilon^2}$, sendo expressas por:

$$\alpha = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}} \quad (2.11)$$

$$\beta = \omega \sqrt{\mu \epsilon} \quad (2.12)$$

Para materiais geológicos com baixa perda, o campo EM propaga-se com uma velocidade que depende essencialmente da constante dielétrica dos materiais.

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r'}} \quad (2.13)$$

Nos sistemas GPR, normalmente a velocidade permanece em um patamar essencialmente constante para condutividades menores que 100 mS/m e o campo EM propaga-se sem apresentar dispersão (Davis & Annan, 1989).

O comprimento de onda depende da frequência utilizada, dado por:

$$\lambda = \frac{c}{f \sqrt{\epsilon_r'}} \quad (2.14)$$

onde “ c ” é a velocidade da luz no vácuo ($\approx 0,3$ m/ns).

A constante de atenuação é expressa por:

$$\alpha = 1,636 \frac{\sigma_0}{\sqrt{\epsilon_r'}} \quad (2.15)$$

α = constante de atenuação (dB/m)

σ_0 = condutividade em corrente contínua (mS/m)

Coeficiente de Reflexão

Em estudos de GPR, normalmente supõe-se que as ondas EM se propagam com uma incidência normal às interfaces das camadas (Annan, 1992). Estas camadas possuem diferentes propriedades elétricas que podem causar uma forte impedância nas interfaces, determinando assim a quantidade do sinal que deverá ser refletida, expressa pelo coeficiente de reflexão (Ward & Hohmann, 1987; Porsani, 1999).

A amplitude do coeficiente de reflexão pode ser escrita em termos da impedância elétrica, Z . Uma onda se propagando através de um meio atenua-se com a profundidade até encontrar uma interface onde ocorra um contraste na impedância elétrica, onde parte dessa onda é refletida. A impedância Z é definida pela relação entre o campo elétrico E e o campo magnético H , ortogonais entre si.

$$Z = \left| \frac{E}{H_{\perp}} \right| \quad (2.16)$$

Na superfície, a impedância é expressa por:

$$Z = \sqrt{\frac{i\omega\mu}{\sigma + i\omega\epsilon}} \quad (2.17)$$

Para uma incidência normal (ângulo de incidência da onda EM perpendicular à superfície) e lembrando que, nas frequências de operação do GPR predominam as correntes de deslocamento, a amplitude do coeficiente de reflexão GPR, r_{gpr} , pode ser escrito como:

$$r_{\text{gpr}} = \frac{\sqrt{\epsilon_1'} - \sqrt{\epsilon_2'}}{\sqrt{\epsilon_1'} + \sqrt{\epsilon_2'}} \quad (2.18)$$

Profundidade de Penetração

Os fatores que influenciam a profundidade de penetração do sinal GPR são o espalhamento geométrico, atenuação pelo terreno e a partição da energia nas interfaces, todos relacionados à perda de energia durante a propagação da onda EM.

A profundidade de investigação e resolução do GPR variam de acordo com a frequência da antena. Quanto maior a frequência, maior a resolução vertical e menor a profundidade de investigação, e vice-versa (Tabela 2.2).

Tabela 2.2 – Frequência x Profundidade de Penetração (Ramac-Mala, 1997; Porsani, 1999).

Frequência Central (MHz)	Profundidade Máxima de Penetração (m)
1000	1
500	1,5
400	2
200	4
100	25
50	30
25	40
10	50

2.1.3 Técnicas de Aquisição de Dados

As técnicas de aquisição de dados GPR são divididas em três tipos: perfis de reflexão com afastamento constante, sondagens de velocidade (CMP e WARR) e tomografia. Neste trabalho serão descritas somente as duas primeiras, pois a última é realizada dentro de poços de investigação, que não é o objetivo deste trabalho.

Perfis de Reflexão com Afastamento Constante

Nesta técnica, a geometria das antenas transmissora e receptora é mantida com uma distância fixa constante sendo transportada, passo a passo, ao longo do perfil. O resultado obtido é uma imagem onde o eixo horizontal representa a posição das antenas (distância) e o eixo vertical é o tempo duplo do sinal GPR (tempo de ida e volta), mostrando as variações das propriedades dielétricas de subsuperfície (reflexões). A Figura 2.3 mostra um desenho esquemático do perfil de reflexão.

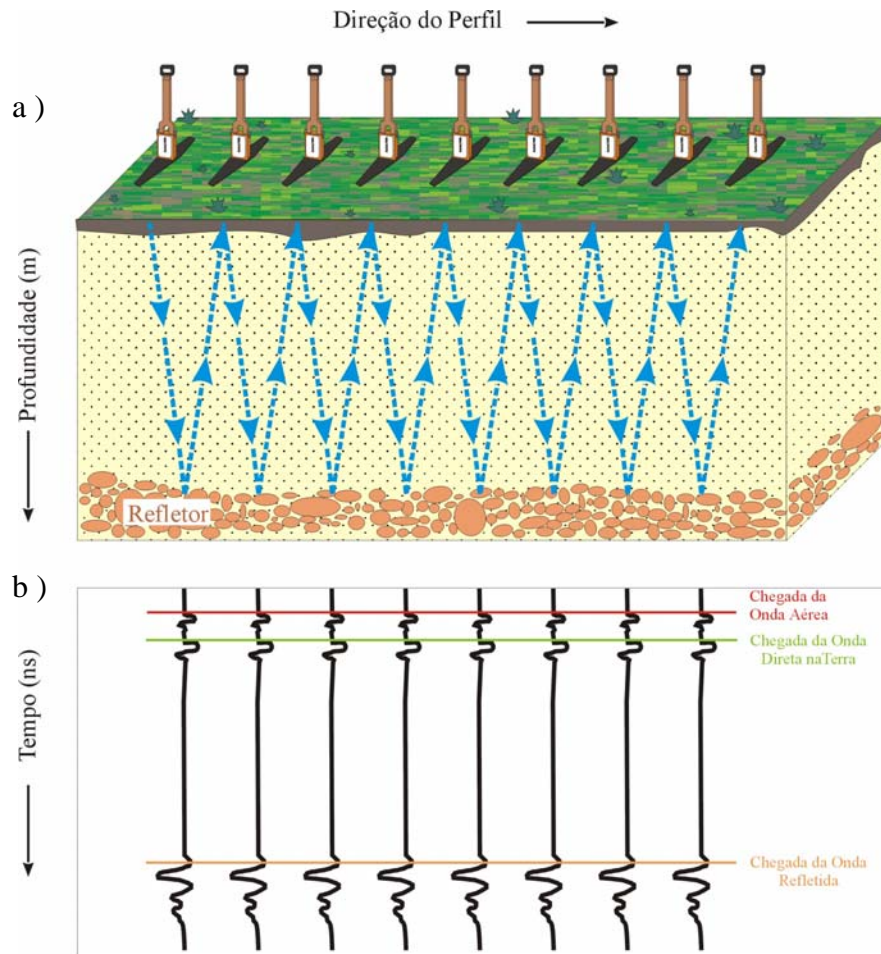


Figura 2.3 - a) procedimento envolvendo movimentos repetitivos das antenas transmissora e receptora, com espaçamento constante entre as antenas; b) oito traços de GPR esquemáticos mostrando a chegada da onda aérea, da onda direta na Terra e da onda refletida no substrato em subsuperfície .

Sondagens de Velocidade

As sondagens de velocidade servem para estimar a velocidade da onda de radar no meio, a fim de se converter o tempo duplo dos perfis de reflexão em profundidade, e verificar se o refletor de subsuperfície é proveniente de alvo geológico ou de interferências superficiais.

As formas mais sofisticadas e não destrutivas de sondagem de velocidade são as técnicas CMP (*Common Mid Point*) e WARR (*Wide Angle Reflection and Refraction*). Ambas as técnicas são usadas para se obter uma estimativa da velocidade da onda de radar através da variação do espaçamento das antenas e do tempo duplo das reflexões em subsuperfície para uma dada localização fixa. Na técnica CMP, a abertura entre as antenas (transmissora e receptora) é crescente em sentidos opostos, partindo-se de um ponto central fixo (Figura 2.4). Na técnica WARR, uma das antenas é mantida fixa enquanto a outra é sucessivamente afastada da primeira (Figura 2.5).

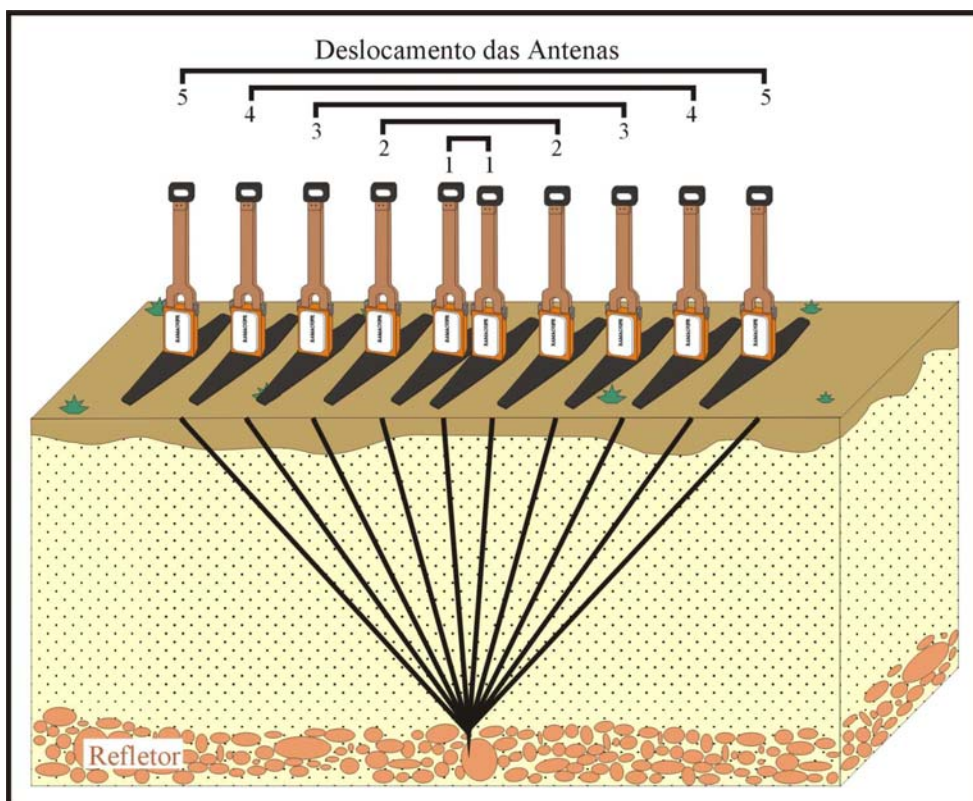


Figura 2.4 - Sondagem de velocidade do tipo CMP.

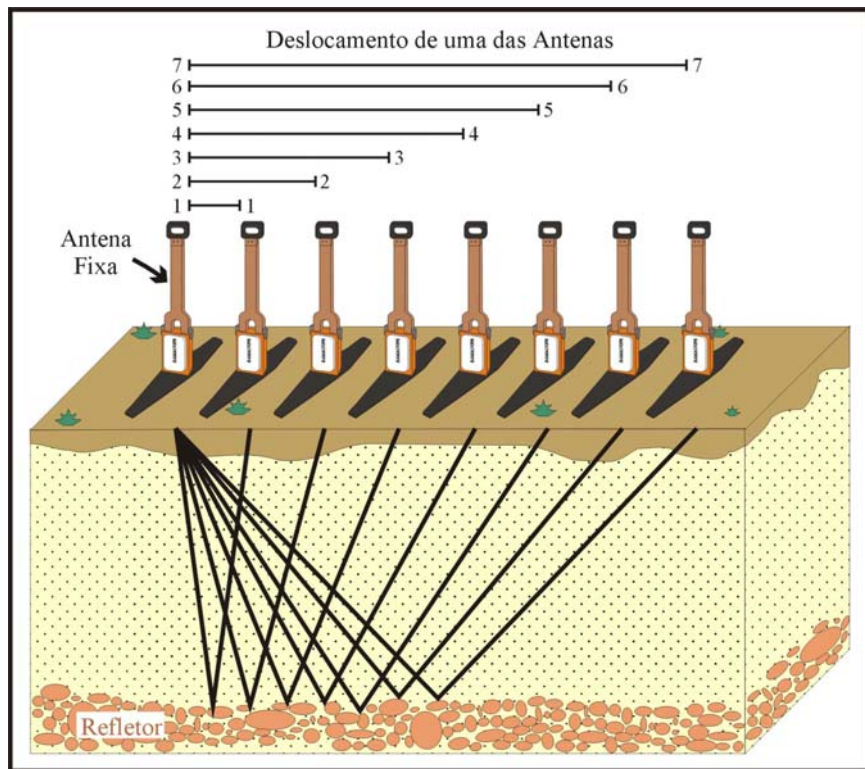


Figura 2.5 - Sondagem de Velocidade do tipo WARR.

Além das sondagens CMP/WARR existem mais duas formas de se determinar a velocidade de propagação da onda eletromagnética no meio:

- a) conhecendo-se a constante dielétrica do meio, basta substituir na equação (2.13)
- b) a estimativa da velocidade pode ser obtida através de informações geológicas de poços. A profundidade de um refletor é determinada, sendo substituída na equação (2.19), sendo h a profundidade do refletor e t o tempo que a onda demorou para ser emitida, refletida e captada.

$$v = \frac{2h}{t} \quad (2.19)$$

Tanto na aquisição dos perfis de reflexão quanto nas sondagens de velocidade, os parâmetros de campo que devem ser analisados são: frequência da antena, frequência de amostragem, abertura da janela temporal, amostragem espacial, espaçamento entre as antenas, localização e orientação do perfil e orientação das antenas (Annan & Cosway, 1992; Porsani, 1999).

Um pulso típico GPR é uma forma de onda de curta duração com largura igual ao intervalo de amostragem (Δt). O espectro de energia deste pulso tem a maior amplitude na frequência central ($f_c = 1/\Delta t$) que é bastante próxima do valor nominal da frequência da antena utilizada (Annan, 1992).

Os sistemas GPR são projetados de tal forma que a largura da banda do espectro no domínio da frequência (Δf) é aproximadamente igual ao valor da frequência central, ou seja, a razão entre a largura da banda e a frequência central é aproximadamente igual a unidade (Figura 2.6). Isto significa que o pulso irradiado contém energia variando de $0,5 f_c$ até $1,5 f_c$ e, portanto, a frequência máxima será de aproximadamente 1,5 vezes o valor nominal da frequência da antena utilizada (Annan, 1992).

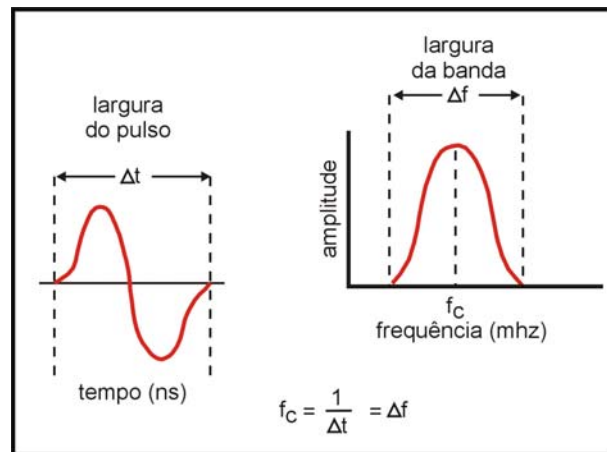


Figura 2.6 - Forma de onda típica de um pulso GPR e o respectivo espectro de amplitude (Annan, 1992)

Pelo critério de Nyquist, a frequência de amostragem deve ser, pelo menos, duas vezes o valor da maior frequência do sinal a ser amostrado e, por segurança, este valor é dobrado. Assim, a frequência de amostragem deve ser, no mínimo, 6 vezes o valor nominal da antena utilizada e, no máximo, 20 vezes (MALÅ, 1997).