

INFLUÊNCIA DO CONTEÚDO DE ÁGUA, GRANULOMETRIA E MINERAIS PESADOS SOBRE AS REFLEXÕES DE GPR EM CORPOS ARENOSOS INCONSOLIDADOS

Josibel Gomes de Oliveira Jr.¹ e Walter Eugênio de Medeiros²

Recebido em 22 maio, 2008 / Aceito em 1 dezembro, 2008
Received on May 22, 2008 / Accepted on December 1, 2008

ABSTRACT. Laboratory and field experiments were carried out in order to investigate the causes of GPR reflections inside non-consolidated sand samples. In the sand samples, the content of water, heavy minerals grain size were varied and the velocity of propagation of GPR pulses were measured using antennas of 400 MHz and 900 MHz. In a laboratory experiment, it was verified the increase of the dielectric constant due to the increase in water content. Wyllie & Gregory (1953) and Topp et al. (1980) models furnish good previsions of experimental data, specially the first one when it is considered the entire data set (two frequencies). However, it was verified that the velocity estimates are systematically greater for the higher frequency (900 MHz), a fact which is not predicted by both models. For dry sand samples, it was verified a relatively minor increase of the dielectric constant with the increase in heavy minerals. Also for dry sand samples, no dependence of the dielectric constant was observed with grain size variation. On the other hand, for a field *in situ* experiment, where samples of sand were taken to perform grain size characterization, it was verified that the grain size might has an indirect influence on the dielectric constant because it may control water adsorption.

Keywords: causes of GPR reflections, non-consolidate sand bodies, heavy minerals.

RESUMO. Experimentos em laboratório e campo foram realizados com o objetivo de investigar as causas das reflexões de pulsos de GPR em corpos arenosos não consolidados. As amostras dos corpos foram preparadas variando-se o conteúdo de água, granulometria e minerais pesados. Utilizando antenas de 400 MHz e 900 MHz foram feitas medidas do tempo duplo de propagação nas amostras. Para medidas de laboratório, verificou-se um aumento na constante dielétrica à medida que o conteúdo de água cresceu. Os modelos de Wyllie & Gregory (1953) e de Topp et al. (1980) fornecem boas previsões dos dados experimentais, sendo a previsão do primeiro modelo melhor para o conjunto das duas frequências. Adicionalmente, verificou-se que as medidas de velocidade para a frequência de 900 MHz são sistematicamente maiores que aquelas obtidas com 400 MHz, fato não previsto pelos modelos. Em amostras secas preparadas em laboratório, em que foi variado o conteúdo de minerais pesados, os resultados indicam um aumento gradual, mas relativamente pequeno da constante dielétrica à medida que o teor de minerais pesados aumenta. Isso comprova que o efeito da água nos poros domina sobre a presença (exclusiva) de minerais pesados em corpos arenosos. Também em amostras secas preparadas em laboratório, não foi observada nenhuma dependência da constante dielétrica em relação à granulometria. Por outro lado, em experimentos de campo, com controle de ensaios de granulometria em amostras, verificou-se que pode haver um efeito indireto da granulometria no coeficiente de reflexão porque ela influencia no grau de adsorção de água, uma vez que a areia fina tem maior grau de adsorção.

Palavras-chave: causas das reflexões de GPR, corpos arenosos inconsolidados, minerais pesados.

¹Departamento de Física Teórica e Experimental, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 59072-970 Natal, RN, Brasil. Fone/Fax: +55(84) 3215-3831 – E-mail: oliveirajr@ufrnet.br

²Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Departamento de Física Teórica e Experimental, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 59072-970 Natal, RN, Brasil. Fone/Fax: +55(84) 3215-3831 – E-mail: walter@dfte.ufrn.br

INTRODUÇÃO

Por oferecer aquisição de dados de forma rápida e com boa resolução, o método GPR se tornou uma ferramenta de grande importância para imagear estruturas sedimentares próximas à superfície (Gawthorpe et al., 1993; Neal & Roberts, 2000; Van Dam, 2002), em especial, estruturas internas de dunas (Schenk et al., 1993; Neal & Roberts, 2000; Silva & Scherer, 2000; Oliveira Jr. et al., 2003a). Não obstante o sucesso do método em imagear corpos arenosos, ainda não está completamente estabelecido quais são os fatores que condicionam as reflexões de GPR nestes corpos (Oliveira Jr. et al., 2003b). Por exemplo, Topp et al. (1980) afirmam que estas reflexões são causadas principalmente pelo conteúdo de água nos sedimentos. Por outro lado, outros pesquisadores apontam a presença de minerais pesados (Harari, 1996) e o tamanho dos grãos (Sutinen, 1992) como sendo os principais responsáveis pelas reflexões de GPR.

De modo a contribuir para um melhor entendimento deste problema, serão apresentados perfis reais de GPR coletados numa série de experimentos controlados de modo a investigar alguns dos fatores potencialmente responsáveis pela reflexão em dados de GPR, em particular buscando investigar a validade de modelos empíricos bastante divulgados na literatura (Topp et al., 1980; Wyllie & Gregory, 1953; Guérguen & Palciauskas, 1994). Estes experimentos foram conduzidos de modo a determinar o tempo duplo de propagação de sinais de GPR em relação a uma placa de cobre posicionada abaixo de amostras de areia inconsolidada com granulometria variável (fina, média, grossa e muito grossa) e diferentes conteúdos de minerais pesados e de água. Em função das medidas realizadas, determinou-se a velocidade de propagação em cada amostra, assim como o valor de sua constante dielétrica.

Antes de apresentar os resultados obtidos, torna-se importante, na seção seguinte, uma sucinta revisão sobre os conceitos básicos relacionados à propagação de sinais de GPR em meios de baixa perda, típicos de ambientes arenosos.

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Propagação de ondas eletromagnéticas em meios geológicos

A equação que descreve a propagação de ondas eletromagnéticas planas em meios homogêneos e isotrópicos é dada por Hayt Jr. (1988):

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \mu\epsilon_e \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2}. \quad (1)$$

As grandezas E , ϵ_e , μ e σ são a intensidade do campo elétrico, a constante dielétrica, a permeabilidade magnética e a condutividade elétrica do meio, respectivamente. O primeiro termo do lado direito de (1) representa a condução galvânica de cargas e está associado a perdas de energia. Por sua vez, o segundo termo está associado à propagação de ondas e à polarização, sendo um termo predominantemente não dissipativo. Uma solução para a equação (1) é dada por:

$$\vec{E} = \vec{E}_0 e^{i(Kz - \omega t)}. \quad (2)$$

onde K pode ser escrito como:

$$K = \beta + i\alpha. \quad (3)$$

Na expressão acima, α e β são respectivamente as constantes de fase e atenuação, dadas por:

$$\alpha = \omega \sqrt{\frac{\mu\epsilon_e}{2}} \left[\sqrt{1 + \tan^2 \delta} - 1 \right]^{1/2} \quad (4)$$

$$\beta = \omega \sqrt{\frac{\mu\epsilon_e}{2}} \left[\sqrt{1 + \tan^2 \delta} + 1 \right]^{1/2}. \quad (5)$$

em que c é a velocidade da onda eletromagnética no vácuo. Para uma onda plana se propagando com frequência angular ω , a tangente de perda, $\tan \delta$ é a relação entre as correntes de condução e de deslocamento e está associada ao limite entre os fenômenos de difusão e de propagação:

$$\tan \delta = \frac{\sigma}{\omega\epsilon_e}. \quad (6)$$

Exceto para o caso de meios geológicos ricos em minerais magnéticos, pode-se considerar a susceptibilidade magnética da terra como sendo igual à do vácuo.

Para o GPR funcionar adequadamente, a tangente de perda deve ser muito pequena ($\tan \delta \ll 1$) e, neste caso, a velocidade é aproximada por:

$$v \approx \frac{c}{\sqrt{\epsilon_e}}. \quad (7)$$

Admitindo que o terreno possa ser modelado como um meio formado por duas camadas planas e paralelas, homogêneas e isotrópicas e caracterizadas por suas constantes dielétricas (ϵ_1 e ϵ_2), a relação entre as amplitudes das ondas incidente e refletida é dada pelo coeficiente de reflexão, R .

$$R = \frac{\sqrt{\epsilon_2} - \sqrt{\epsilon_1}}{\sqrt{\epsilon_2} + \sqrt{\epsilon_1}}. \quad (8)$$

Modelos empíricos para determinação de velocidade e constante dielétrica

Para comparação das medidas de velocidade e constante dielétrica foram utilizados dois modelos empíricos: o método inde-xado de refração complexa (CRIM) (Wyllie & Gregory, 1953) e a equação de Topp (Topp et al., 1980), a seguir descritos.

O modelo CRIM é comumente usado na interpretação de per-fis geofísicos de poços para determinar a velocidade das ondas acústicas em meios porosos. Posteriormente, este método foi expandido e adaptado para ondas eletromagnéticas. No caso de uma mistura trifásica composta por grãos de areia, ar e água, o modelo resulta na seguinte expressão (Guérguen & Palciauskas, 1994):

$$\sqrt{\varepsilon_e} = \phi S_w \sqrt{\varepsilon_w} + (1 - \phi) \sqrt{\varepsilon_g} + \phi (1 - S_w) \sqrt{\varepsilon_a}, \quad (9)$$

em que ε_e , ε_w , ε_g e ε_a representam, respectivamente, as constantes dielétricas da água, dos grãos de areia e do ar, Φ é a porosidade e S_w a saturação da amostra (fração de espaço dos poros preenchida com água). Pode-se definir o conteúdo de água em uma amostra como o produto entre a porosidade e a saturação:

$$\theta = \phi S_w. \quad (10)$$

Um dos principais responsáveis pela variação no valor da constante dielétrica em solos arenosos é a presença de água em seus poros. Isto acontece porque a constante dielétrica da água é muito maior que a constante dielétrica da areia (Tabela 1).

Tabela 1 – Propriedades físicas de diversos materiais (Annan, 1992).

Material	Constante dielétrica	Condutividade elétrica (mS/m)	Velocidade (m/ns)	Atenuação (db/m)
Ar	1	0	0.3	0
Água destilada	80	0.01	0.033	2.10^{-3}
Água doce	80	0.5	0.033	0.1
Areia seca	3.0–5.0	0.01	0.15	0.01
Areia saturada	20–30	0.1–1	0.06	0.03–0.3
Calcário	4.0–8.0	0.5–2	0.12	0.4–1
Folhelho	5.0–15.0	1–100	0.09	1–100
Siltito	5.0–30.0	1–100	0.07	1–100
Argila	5.0–40.0	2–1000	0.06	1–300
Granito	4.0–6.0	0.01–1	0.13	0.01–1

Topp et al. (1980) utilizaram uma grande variedade de solos para estabelecer uma relação empírica entre medidas de constante dielétrica e de conteúdo de água, dando origem a seguinte equação:

$$\varepsilon_e = 3.03 + 9.3\theta + 146.0\theta^2 - 76.7\theta^3. \quad (11)$$

EXPERIMENTOS CONTROLADOS COM GPR

A seguir serão descritos dois tipos de experimentos controla-dos, destinados a medir a constante dielétrica de amostras de areias não consolidadas, assim como investigar a relação entre as amplitudes das reflexões de GPR associadas.

O primeiro tipo de experimento consistiu em utilizar antenas de 400 MHz e 900 MHz, escolhidas em função das dimensões do experimento, para medir o tempo de propagação de sinais de GPR em amostras de areia. As medidas foram feitas com as an-tenas posicionadas sobre as amostras colocadas dentro de uma caixa plástica com 0.55 m de comprimento, 0.36 m de largura e 0.34 m de profundidade. Sob esta caixa, foi colocada uma placa de cobre, de modo a produzir uma reflexão que foi utilizada como referência para determinação da profundidade (Fig. 1a). Em função do tempo duplo de propagação da onda refletida na placa de cobre, pôde-se determinar, macroscopicamente, a velo-cidade de propagação da amostra de areia e, através da Eq. (7), estimar sua a constante dielétrica. A Figura 1b apresenta um traço esquemático ilustrando uma resposta semelhante à obtida nestes ensaios.

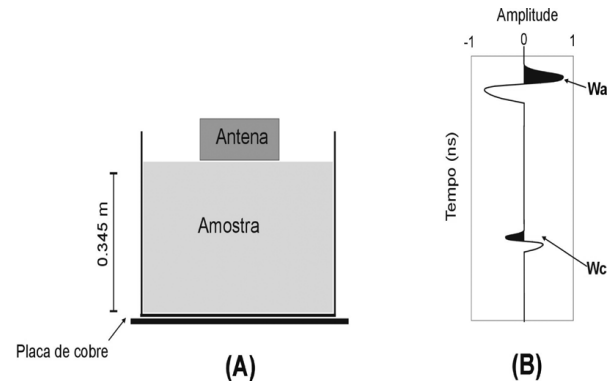


Figura 1 – (A) Experimento em laboratório para determinação da velocidade de pulsos de GPR. (B) Traço esquemático onde são realçadas a onda direta (W_a) e a onda refletida na placa de cobre (W_c).

O segundo tipo de experimento (Fig. 9) foi realizado utili-zando caixas plásticas contendo amostras de areia que foram en-terradas em uma vala escavada no solo com aproximadamente 11.0 m de comprimento, 1.0 m de largura e 1.0 m de profundi-dade. A vala foi dimensionada de modo a acondicionar adequa-damente quatro caixas plásticas, cujas dimensões são apresen-tadas na descrição do experimento 1. Para servir de referência de profundidade, também foi enterrada uma placa de cobre na mesma profundidade em que estava situado o topo das caixas. As amostras de areia apresentavam diferentes teores de mine-rais pesados ou diferentes granulometrias, conforme pode ser

observado por meio da Figura 9. Para investigar a relação entre as amplitudes das reflexões de GPR associadas ao conteúdo de cada caixa, foram feitas medidas deslocando-se as antenas sobre a vala.

Em ambos os tipos de experimento foi utilizado o equipamento *SIR System 2*, fabricado pela GSSI (*Geophysical Survey Systems Incorporated*). Em particular, no segundo tipo de experimento, o equipamento foi ajustado para coletar um traço a cada 2 cm.

RESULTADOS DOS EXPERIMENTOS

Experimento I – Efeito do conteúdo de água

Neste experimento, a velocidade das ondas de GPR foi medida em função da variação do conteúdo de água (θ) presente em uma amostra de areia fina. A areia utilizada no experimento foi cedida pela mineradora *Millennium* e constitui o rejeito de um processo industrial para extração de minerais pesados em areias de duna. O tamanho de seus grãos variou de 0 a 0.5 mm, com porosidade efetiva (ϕ) entre 0.36–0.41 e densidade média de 1.6 g/cm³.

Inicialmente, uma caixa plástica foi preenchida com areia seca ($S_w = 0$). Adicionou-se, gradativamente, uma quantidade de água correspondente a um incremento de $S_w = 0.1$. Em cada estágio, o composto trifásico (areia, água e ar) foi devidamente homogeneizado, sendo então realizadas as medidas de tempo duplo de propagação utilizando as antenas de 400 MHz e 900 MHz. Após as medidas, nova quantidade de água era adicionada e este procedimento foi repetido até obter a saturação completa da amostra (ou seja, após a adição do volume de água equivalente ao espaço volumétrico da porosidade).

A Figura 2 mostra traços de GPR coletados com a antena de 400 MHz sobre uma amostra com 22% de seus poros preenchidos com água. Os dez traços contidos no radargrama evidenciam o grau de concordância das medidas, apresentando eventos bem separados no tempo, indicados pelas marcas W_a , W_c e W_m . A marca W_a indica a onda propagada diretamente pela terra ($t = 0$ ns). Em seguida, aparecem as reflexões associadas à placa de cobre W_c ($t = 7$ ns), e sua respectiva múltipla W_m , em $t = 14$ ns.

Reunindo resultados de vários experimentos, verificou-se um aumento na constante dielétrica (e conseqüente diminuição na velocidade de propagação) à medida que o conteúdo de água (θ) cresceu (Figs. 3 e 4). Enquanto para a areia seca ($\theta = 0$) os valores de v e ϵ_e são iguais a 0.2 m/ns e 2.14 (400 MHz), para a areia totalmente saturada ($\theta = 0.33$) estes valores mudaram para 0.079 m/ns e 14.5 (400 MHz), respectivamente.

Em geral, os modelos CRIM e de Topp et al. (1980) fornecem boa previsão das medidas de laboratório, sendo o primeiro melhor para o conjunto das duas frequências. Deve-se registrar que ambos os modelos empíricos não prevêem variação da resposta com a frequência, o que foi observado nos testes. A discrepância encontrada entre os valores medidos e as previsões pode ser atribuída a diversos fatores como, por exemplo, conteúdo de argila e diferenças no tamanho do grão. É também importante destacar que o processo de composição das amostras destrói toda e qualquer estrutura primária da mesma, sendo neste sentido uma representação bastante imprecisa de sedimentos *in situ*. Adicionalmente, foi verificado que as medidas de velocidades associadas à frequência de 900 MHz são sistematicamente maiores que aquelas obtidas com 400 MHz. Trabalhos experimentais anteriores também observaram a mesma relação entre velocidade e frequência (Al Hagrey & Müller, 2000; Wensink, 1993).

Experimento I – Efeito do conteúdo de minerais pesados

Neste experimento, adicionou-se a uma amostra de areia, completamente livre de minerais pesados, uma quantidade pré-definida de um concentrado composto de ilmenita (75%), zirconita (15%), rutilo (3%), cianita (2%) e outros (5%). Após a devida homogeneização, foram feitas medidas do tempo duplo de propagação utilizando antenas de 400 MHz e 900 MHz. Este procedimento foi repetido várias vezes até obter uma mostra com concentração máxima de aproximadamente 30% de minerais pesados.

Mesmo de forma discreta, os resultados indicam um aumento gradual na constante dielétrica e uma diminuição na velocidade de propagação das ondas de GPR à medida que o teor de minerais pesados aumenta (Figs. 5 e 6).

Contudo, em comparação com a influência do conteúdo de água, o efeito dos minerais pesados (secos) é muito menor (Harrari, 1996). Por exemplo, comparando-se os coeficientes de reflexão (Eq. 8) em duas situações distintas: na primeira, o meio geológico é composto por uma camada de areia saturada ($\epsilon_2 = 14.5$ e $\theta_2 = 0.33$) coberta por uma camada de areia seca ($\epsilon_1 = 2.14$ e $\theta_1 = 0$); na segunda situação o meio é formado por uma camada de areia sem minerais pesados ($\epsilon_1 = 4.28$) sobre outra camada de areia com aproximadamente 30% de minerais pesados ($\epsilon_2 = 4.78$), ambas as camadas secas. Enquanto na primeira situação o coeficiente de reflexão é de 0.44, na segunda situação este valor cai para 0.02, comprovando que o efeito da água nos poros domina sobre a presença (exclusiva) de minerais pesados em um corpo arenoso.

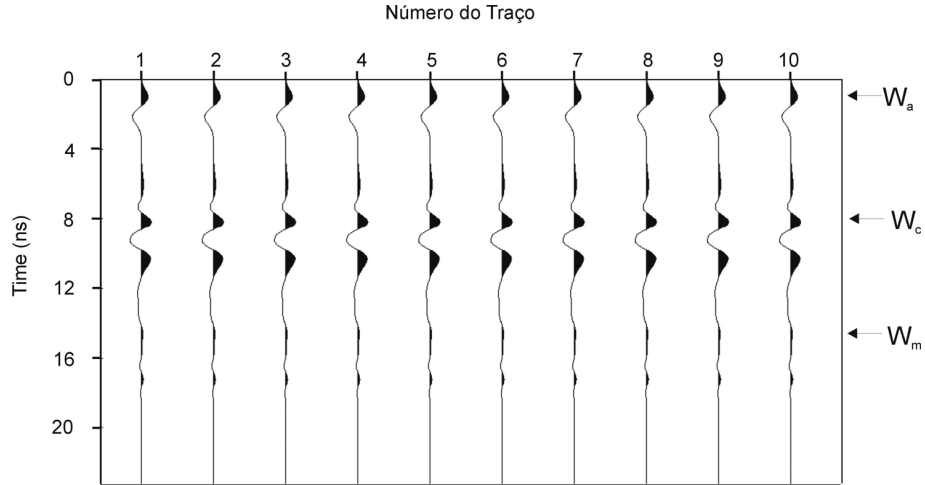


Figura 2 – Perfil de GPR com antena de 400 MHz sobre amostra de areia com 22% de seus poros preenchidos com água. As marcas W_a , W_c e W_m indicam respectivamente a onda direta, a onda refletida na placa de cobre e uma múltipla.

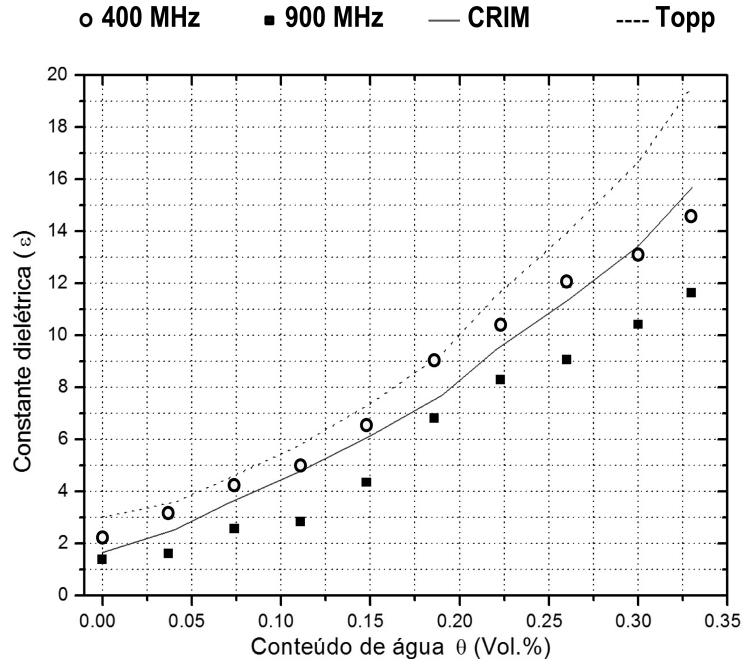


Figura 3 – Medidas de constante dielétrica *versus* conteúdo de água. Os símbolos pretos e brancos indicam, respectivamente, medidas feitas com as antenas de 900 MHz e 400 MHz sobre diferentes amostras de areia. As linhas contínua e pontilhada representam curvas empíricas associadas ao método Wyllie & Gregory (1953) e à equação de Topp et al. (1980). Os seguintes valores foram usados para a construção destas curvas: $\epsilon_w = 80$, $\epsilon_g = 2.2$ e $\phi = 0.37$. O desvio padrão das medidas foi inferior a 0.05.

Experimento I – Efeito da granulometria

Nestes ensaios foram utilizadas quatro diferentes amostras de areia obtidas através de peneiramento: areia fina (0–0.5 mm), areia média (0.5–1.0 mm), areia grossa (1.0–2.0 mm) e areia muito grossa (2.0–4.0 mm). Mediu-se a velocidade e a constante

dielétrica de cada uma delas separadamente (Figs. 7 e 8), todas as amostras secas. Ao contrário do ocorrido com os dois experimentos anteriores, não foi observada nenhuma relação clara entre o tamanho do grão e os valores medidos. Veja, por exemplo, que a constante dielétrica da areia média ($\epsilon_e = 3.98$) não é muito diferente da constante dielétrica da areia muito grossa

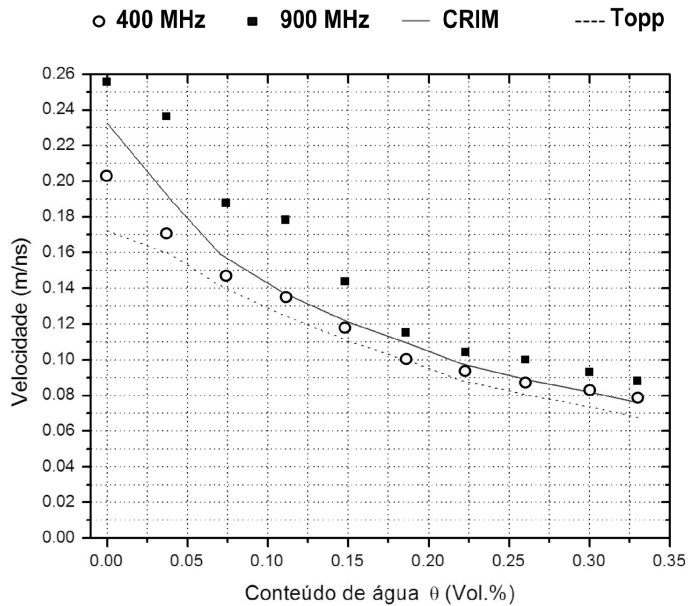


Figura 4 – Medidas de velocidade *versus* conteúdo de água. Os símbolos pretos e brancos indicam, respectivamente, medidas feitas com as antenas de 900 MHz e 400 MHz sobre areia. As linhas contínua e pontilhada representam curvas empíricas associadas ao método Wyllie & Gregory (1953) e à equação de Topp et al. (1980). Os seguintes valores foram usados para construção destas curvas empíricas: $\epsilon_w = 80$, $\epsilon_g = 2.2$ e $\phi = 0.37$. O desvio padrão das medidas foi inferior a 0.05.

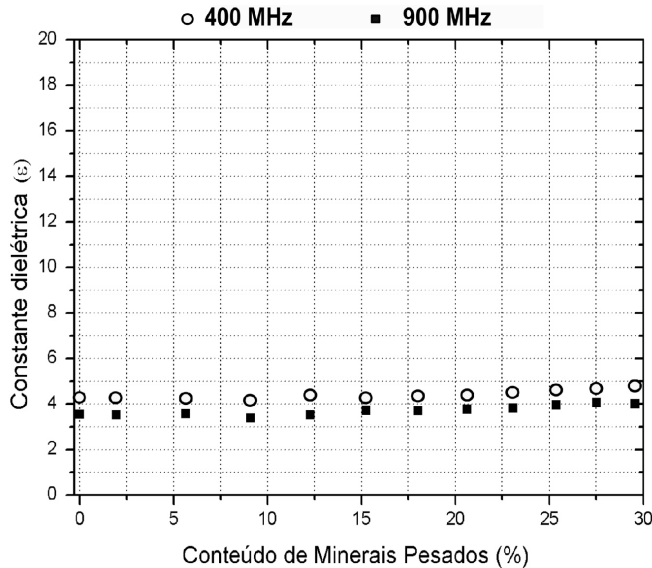


Figura 5 – Medidas de constante dielétrica *versus* presença de minerais pesados. Os símbolos pretos e brancos indicam, respectivamente, medidas feitas com as antenas de 900 MHz e 400 MHz. O desvio padrão das medidas foi inferior a 0.05.

($\epsilon_e = 4.09$), na frequência de 400 MHz. Pode-se assim inferir que a reflexão associada a contato entre dois *foresets* de uma duna seca, formados por areia fina ($\epsilon_e = 4.22$) e muito grossa ($\epsilon_e = 4.09$), apresentaria um coeficiente de reflexão $R = 0.007$. No caso destes *foresets* serem formados por areia média ($\epsilon_e =$

3.98) e muito grossa ($\epsilon_e = 4.09$), esse coeficiente de reflexão cairia para 0.006. Isto significa que, embora o contraste dielétrico seja suficiente para causar reflexões, na prática não é possível estabelecer uma relação hierárquica entre elas, considerando apenas o tamanho do grão. De forma sucinta, o contraste de granu-

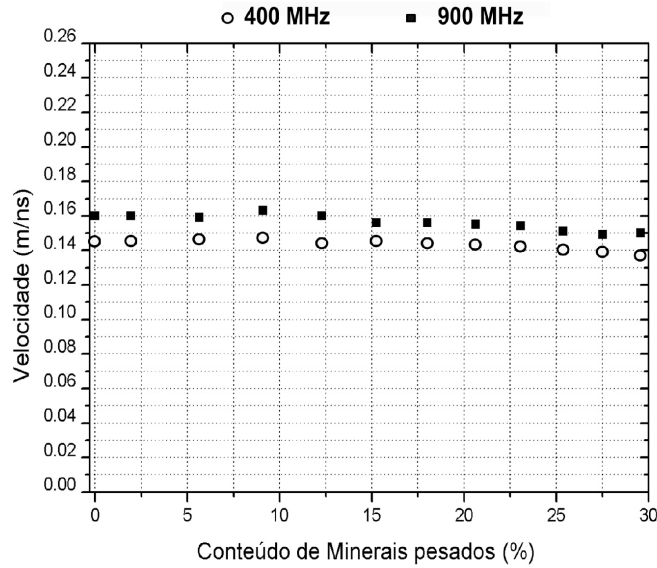


Figura 6 – Medidas de velocidade *versus* presença de minerais pesados. Os símbolos pretos e brancos indicam, respectivamente, medidas feitas com as antenas de 900 MHz e 400 MHz. O desvio padrão das medidas foi inferior a 0.05.

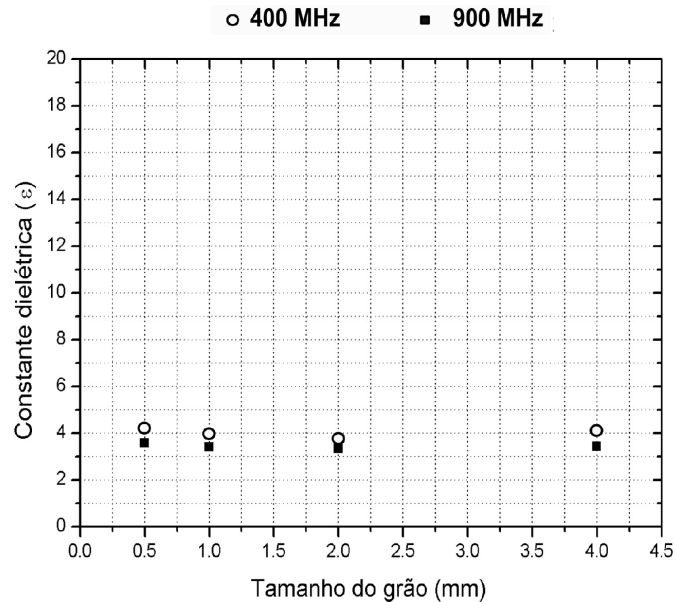


Figura 7 – Medidas da constante dielétrica *versus* tamanho do grão. Os símbolos pretos e brancos indicam, respectivamente, medidas feitas com as antenas de 900 MHz e 400 MHz. O desvio padrão das medidas foi inferior a 0.05.

lometria isoladamente causa um efeito comparativamente muito pequeno no coeficiente de reflexão, pelo menos em amostras completamente secas.

Deve-se registrar que o processo de peneiração e homogeneização das amostras obviamente destruiu toda e qualquer estrutura sedimentar primária das mesmas. Esta é certamente uma limitação básica deste tipo de experimento.

Experimento II – Efeito do conteúdo de minerais pesados

Para reforçar os resultados obtidos no primeiro experimento envolvendo minerais pesados, foram enterradas na vala escavada (Fig. 9) quatro caixas plásticas preenchidas com areias de diferentes concentrações de minerais pesados (0%, 9.09%, 18.83% e 29.58%) e, em seguida, coletados dados com a antena de

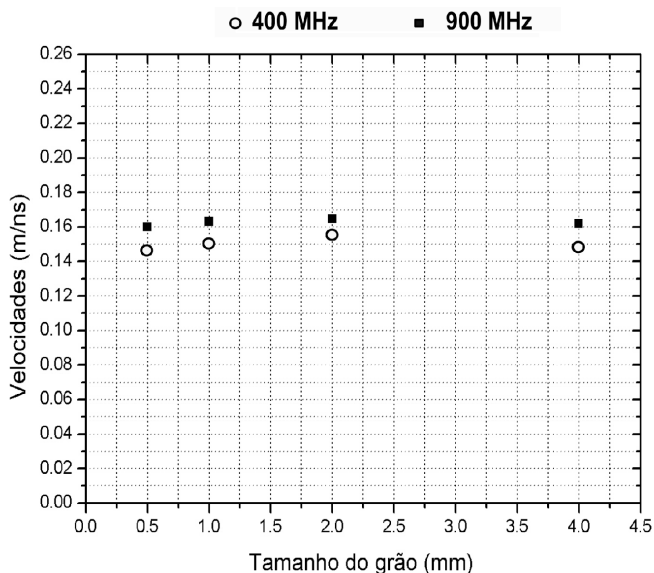


Figura 8 – Medidas de velocidade *versus* tamanho do grão. Os símbolos pretos e brancos indicam, respectivamente, medidas feitas com as antenas de 900 MHz e 400 MHz. O desvio padrão das medidas foi inferior a 0.05.

900 MHz. Uma análise qualitativa dos radargramas (Fig. 10) evidencia a mesma e discreta correlação entre a concentração de minerais pesados e a intensidade das reflexões de GPR. O coeficiente de reflexão aumenta discretamente com o teor de minerais pesados: R é máximo para o corpo E (29.5% de minerais pesados), intermediário para os corpos D e C (concentrações de 18.8% e 9.1%) e mínimo para o corpo B (0% de concentração). Isto pode ser melhor observado pelas relações entre as intensidades das hipérbolas localizadas sob a base de cada um dos corpos (Fig. 10, marcas 1b, 1c, 1d e 1e). Contudo, identificar ou atribuir, em um dado de campo, diferenças discretas como estas a diferentes concentrações de minerais pesados é obviamente uma tarefa muito difícil.

Experimento II – Efeito da granulometria

Também com o objetivo de reforçar os resultados obtidos no Experimento I, realizou-se um experimento do tipo II em que foram enterradas quatro caixas plásticas (Fig. 9) contendo amostras de areia fina, média, grossa e muito grossa, todas elas secas. A seção de GPR obtida apresenta cinco eventos bem definidos (Fig. 11). O primeiro (da esquerda para a direita) está associado à placa de cobre utilizada como referência. Os demais eventos são devidos às amostras de areia. De modo análogo ao experimento I, também não foi possível estabelecer uma relação entre a intensidade das reflexões de GPR e o tamanho dos grãos que compõem cada amostra (Fig. 11, marcas 1b, 1c, 1d e 1e).

EXPERIMENTO DE CAMPO

A Figura 12 ilustra um perfil de GPR coletado com a antena de 200 MHz sobre a duna localizada na cidade de São Bento do Norte (Oliveira Jr. et al., 2003a, 2003b). A marca 1 indica uma região abaixo do lençol freático (água doce), completamente saturada. As marcas 2 e 3 localizam conjuntos de *foresets* dentro da duna. O efeito da saturação de água é marcante.

Percebe-se uma forte variação na intensidade das reflexões de GPR na medida em que se observa a seção no sentido de Leste para Oeste (marcas 2 e 3 na Fig. 12). Para compreender melhor as causas desta variação, foram coletadas seis amostras de areia ao longo deste perfil. Estas amostras foram submetidas a análises granulométricas que indicaram claramente um padrão unimodal (Figs. 13A, 13B e 13C) para as amostras obtidas próximas a base da duna. Por outro lado, os histogramas 13D, 13E e 13F indicaram a presença de grãos finos e médios a partir da posição 150 m. É importante observar que esta bimodalidade envolve intercalação de areias finas com areias médias e minerais pesados. Duas trincheiras foram também escavadas. A primeira trincheira foi escavada na base da duna (ponto 0 m, Fig. 12), enquanto a segunda foi escavada no topo da duna (ponto 200 m, Fig. 12). A primeira trincheira (Fig. 14A) mostrou lâminas mergulhando para Oeste com ângulos entre 25° e 30°. Visualmente, não foi constatada a presença de minerais pesados. A segunda trincheira (Fig. 14B) apresentou lâminas subhorizontais, com até 5 mm de espessura, intercaladas por finas camadas de minerais pesados. A julgar pela análise vi-

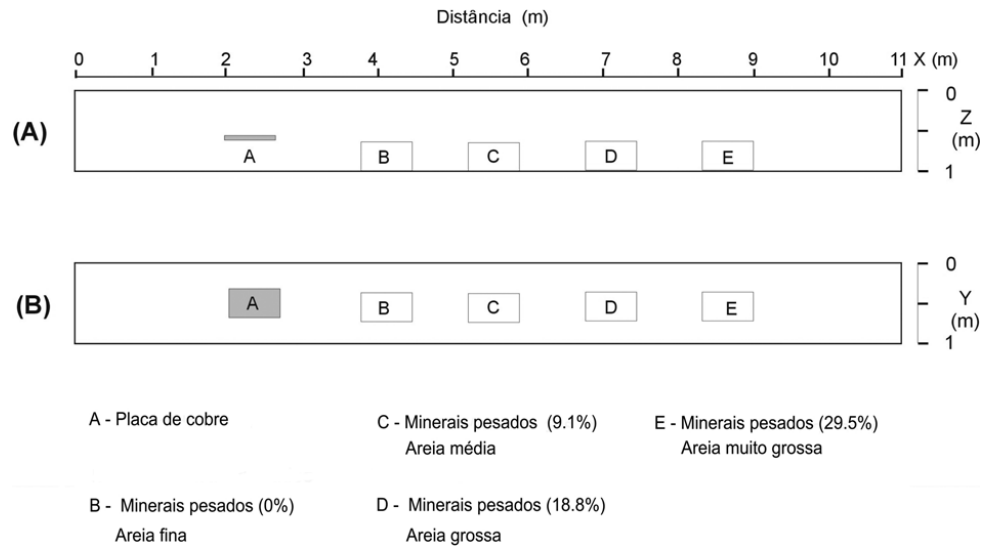


Figura 9 – Experimento II – Esquema de disposição no interior da vala da placa de cobre e das caixas B até E, contendo areias com diferentes granulometrias (fina, média, grossa e muito grossa) ou com diferentes teores de minerais pesados (0%, 9.1%, 18.8%, 29.5%). (A) Seção em planta (B) Seção em perfil.

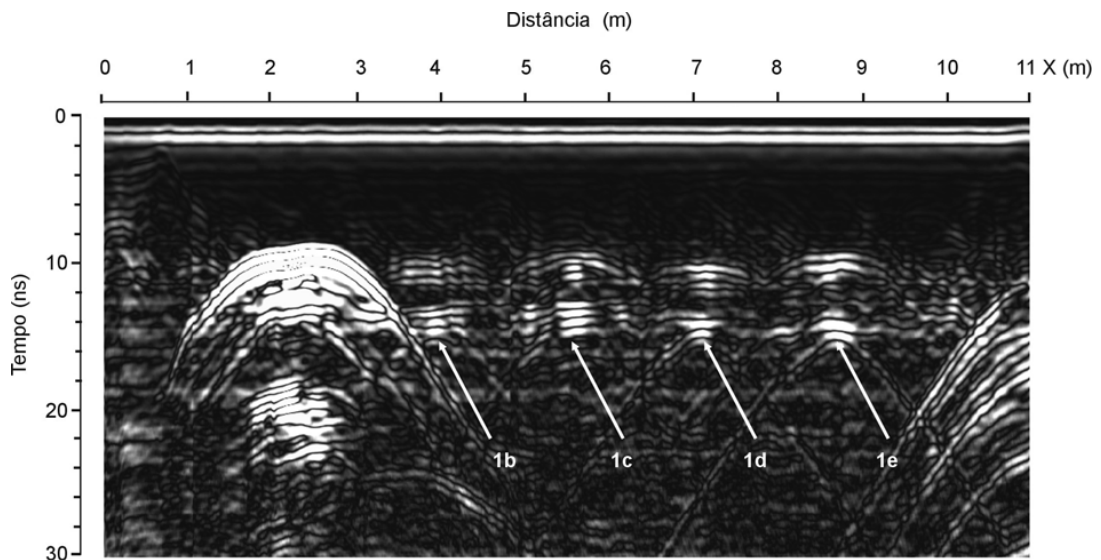


Figura 10 – Radargrama coletado com antena de 900 MHz sobre a vala no Experimento II. As marcas 1b, 1c, 1d e 1e indicam hipérbolas associadas às caixas B, C, D e E preenchidas com areias apresentando diferentes concentrações de minerais pesados, conforme descritas na Figura 9.

sual e tátil da areia nas trincheiras, realizadas logo após a sua abertura, evidenciou-se que os contrastes no coeficiente de reflexão não podem ser atribuídos apenas ao efeito isolado da granulometria e concentração de minerais pesados. Na verdade, parece bastante provável que, no dado de campo, a granulometria da areia tenha um efeito *indireto* no coeficiente de reflexão: a granulometria influencia no grau de *adsorção* de água, tendo

a areia fina maior grau de adsorção. Este efeito de “sanduíche” de areias com diferentes granulometrias, ocasionando diferentes graus de adsorção de água, é muito difícil de simular em laboratório. De qualquer modo, o dado de campo evidencia que a granulometria e, em especial, a bimodalidade pode influenciar no coeficiente de reflexão de maneira indireta pelo fato de alterar o grau de adsorção da água.

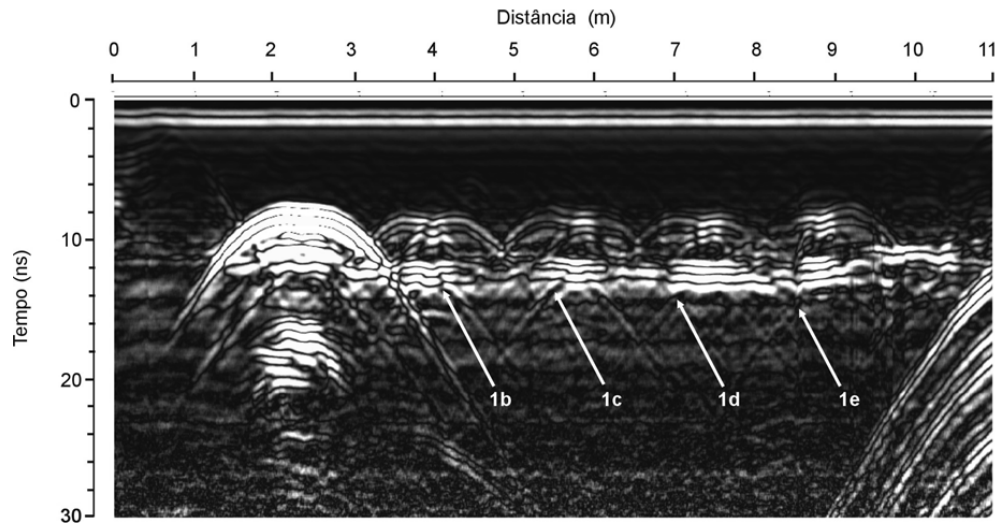


Figura 11 – Radargrama coletado com antena de 900 MHz sobre a vala no Experimento II. As marcas 1b, 1c, 1d e 1e indicam hipérboles associadas às caixas B, C, D e E preenchidas com areias apresentando diferentes granulometrias, conforme descritas na Figura 9.

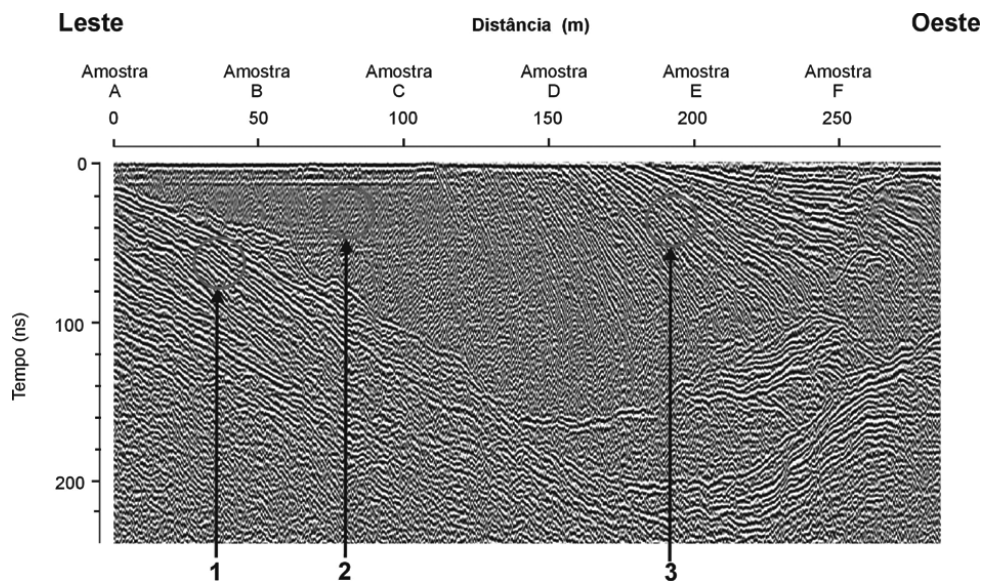


Figura 12 – Radargrama (200 MHz) ilustrando pontos de coleta de sedimentos (A, B, C, D, E e F) e aumento gradual na intensidade das reflexões de GPR na medida em que é percorrido o perfil no sentido Leste – Oeste. A marca 1 indica a zona saturada com água e as marcas 2 e 3 indicam, respectivamente, zonas contendo reflexões de baixa intensidade e alta intensidade (ver texto para discussão).

CONCLUSÕES

Os resultados mostraram que houve boa compatibilidade entre as medidas de laboratório e os modelos empíricos existentes na literatura, em particular, os modelos CRIM e de Topp et al. (1980) para sedimentos não consolidados. Verificou-se contudo que as velocidades medidas com a antena de 900 MHz foram sistematicamente maiores que as velocidades medidas com a antena de 400 MHz, fato não previstos pelos modelos. O resul-

tado mais marcante, em acordo com a previsão teórica, é que o aumento do conteúdo de água em sedimentos arenosos causa aumento em sua constante dielétrica e diminuição na velocidade de propagação do sinal de GPR. De forma bem mais discreta, o mesmo comportamento foi observado com o aumento do teor de minerais pesados em areias secas. Por outro lado, as medidas de laboratório evidenciaram ainda que o efeito isolado da granulometria no coeficiente de reflexão é desprezível. Contudo, as observações de campo sugerem fortemente que a

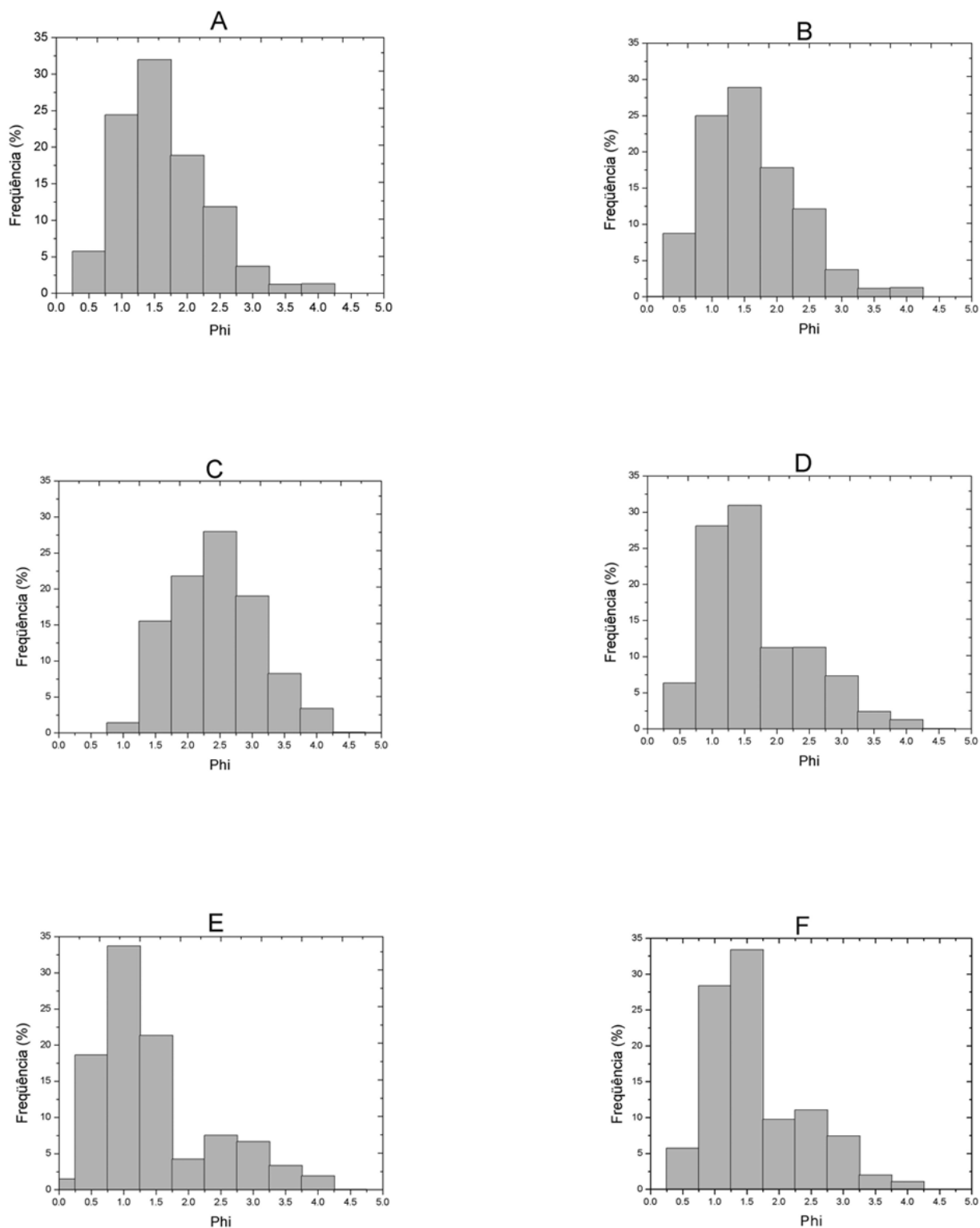


Figura 13 – Histogramas ilustrando curvas de frequência das amostras coletadas ao longo do perfil de GPR apresentado na Figura 12. As amostras correspondentes às Figuras 13A, 13B e 13C apresentam comportamento unimodal. Em 13D, 13E e 13F, bimodalidade. Phi representa a unidade de medida associada ao tamanho do grão.

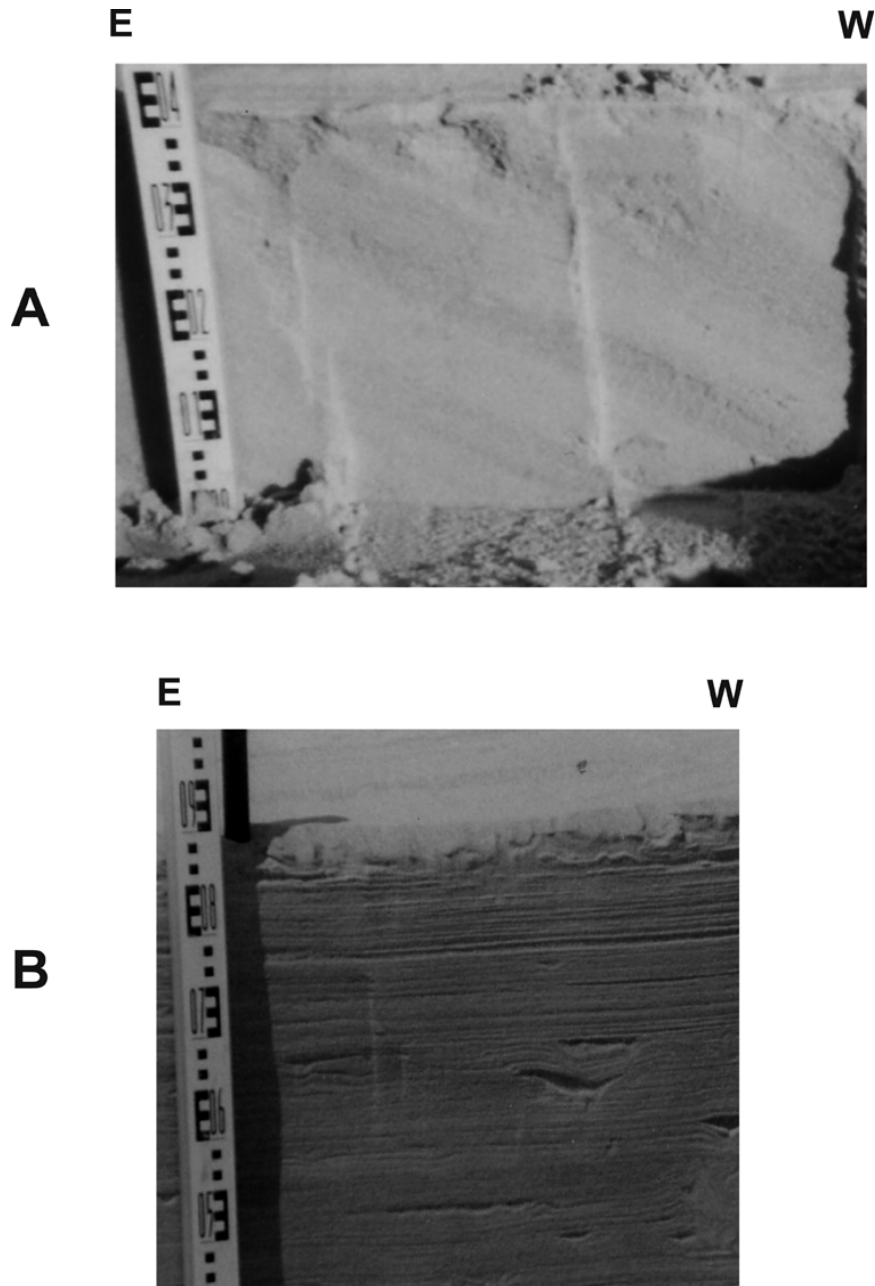


Figura 14 – (A) Trincheira localizada na posição 0 m (Fig. 12), na base da duna. (B) Trincheira localizada na posição 200 m (Fig. 12), no topo da duna.

variação da granulometria, em particular a bimodalidade, pode ser uma influência indireta importante pelo fato de alterar o grau de adsorção da água.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao PADCT 3/CNPq/FINEP e à PETROBRAS/CT-PETRO pelo financiamento para aquisição dos equi-

pamentos de GPR. O primeiro autor recebeu bolsas da CAPES (demanda social e de doutorado sanduíche na Alemanha). O segundo autor recebeu bolsa de pesquisa PQ do CNPq. Também agradecemos ao PPGG/UFRN pelo apoio logístico e à mineradora *Millennium* (em especial ao Técnico em mineração João Freitas), pelo fornecimento de amostras de areia. Adicionalmente, agradecemos aos funcionários Antônio e Jalmir pela valorosa ajuda nos experimentos de laboratório.

REFERÊNCIAS

- AL HAGREY SA & MÜLLER C. 2000. GPR study of pore water constant and salinity in sand. *Geophysical Prospecting*, 48: 63–85.
- ANNAN AP. 1992. Ground penetrating radar workshop notes. Sensors and Software, Incorporated, Mississauga, Ontario, 150 p.
- GAWTHORPE RL, COLLIER REL, ALEXANDER J, LEEDER MR & BRIDGE JS. 1993. Ground Penetration radar: application to sand body geometry and heterogeneity studies. In: NORTH CP & PROSSER DJ (Eds.). Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 73: 421–432.
- GUÉRGUEN Y & PALCIAUSSKAS V. 1994. Introduction to the Physics of rocks. Princeton University Press. 293 p.
- HARARI Z. 1996. Ground-penetrating Radar (GPR) for imaging stratigraphic features and groundwater in sand dunes. *Journal of Applied Geophysics*, 36: 43–52.
- HAYT JR. WH. 1988. Engineering Electromagnetic. 5th ed. London: McGraw Hill, 496 p.
- NEAL A & ROBERTS CL. 2000. Applications of ground penetrating radar (GPR) to sedimentological, geomorphological studies in coastal environments. In: PYE K & ALLEN JRL (Eds.). Coastal and Estuarine Environments: sedimentology, geomorphology and geoarchaeology. Geological Society London Special Publications, 175: 139–171.
- OLIVEIRA JR. JG, MEDEIROS WE, VITAL H, XAVIER NETO P & STATTEGGER K. 2003a. GPR imaging of the internal structure of a sand dune in Rio Grande do Norte State, Brazil. *Journal of Coastal Research. Special Issue*, 35: 271–278.
- OLIVEIRA JR. JG, TABOSA WF, MEDEIROS WE, VITAL H & STATTEGGER K. 2003b. Imageamento de depósitos eólicos modernos e influência da granulometria sobre dados de GPR. 8th International Congress of Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro/RJ. CD-ROM.
- SCHENK CJ, GAUTIER DL, OLHOETF GR & LUCIUS JE. 1993. Internal structure of an aeolian dune using ground penetrating radar. *Spec. Publs. Int. Assoc. Sediment*, 16: 61–69.
- SILVA FG & SCHERER CMS. 2000. Morphological characterization of ancient aeolian dunes using the ground-penetrating radar, Botucatu Formation, Southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3): 531–534.
- SUTINEN R. 1992. Glacial deposits, their electrical properties and surveying by image interpretation and ground penetrating radar. *Geological Survey Finland Bulletin*, 359: 1–123.
- TOPP GC, DAVIES JL & ANNAN AP. 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16: 574–582.
- VAN DAM RL. 2002. Internal structure and development of an aeolian river dune in the Netherlands, using 3-D interpretation of ground-penetration radar data. *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw*, 81(1): 27–37.
- WENSIK WA. 1993. Dielectric properties of wet soils in the frequency range 1 – 3000 MHz. *Geophysical Prospecting*, 41: 671–696.
- WYLLIE MRJ & GREGORY AR. 1953. Formation factors of unconsolidated porous media: influence of particle shape and effect of cementation. *Petroleum Transactions AIME*, 198: 103–110.

NOTAS SOBRE OS AUTORES

Josibel Gomes de Oliveira Jr. é graduado em Física (1998), Mestre (2001) e Doutor (2006) em Geofísica pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Estudou na Alemanha, na Christian-Albrechts Universität zu Kiel (2003), como parte de sua pesquisa de doutorado. Trabalhou com processamento sísmico na CGGVeritas (2005), Brain Tecnologia (2006-2007), Flamoil Serviços Ltda. (2007-2008). Suas principais áreas de interesse são aquisição e processamento de dados sísmicos e de GPR. É membro da SBGf.

Walter Eugênio de Medeiros é graduado em Engenharia Civil pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Mestre em Geofísica pela Universidade Federal da Bahia e Doutor em Geofísica pela Universidade Federal do Pará. É professor da Universidade Federal do Rio Grande do Norte desde 1983. Suas principais áreas de interesse incluem problemas inversos em Geofísica e Geofísica rasa. É membro da SBGf, SEG e AAPG.