

## Estudo de Espessura Sedimentar na Bacia do Paraná com Função do Receptor de Alta Frequência

Thiago Nobre Costa, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG/USP

Marcelo Assumpção, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG/USP

José Roberto Barbosa, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG/USP

Copyright 2006, SBGF - Sociedade Brasileira de Geofísica

*Este texto foi preparado para a apresentação no II Simpósio de Geofísica da Sociedade Brasileira de Geofísica, Natal, 21-23 de setembro de 2006. Seu conteúdo foi revisado pela Comissão Tecno-científica do II SR-SBGf mas não necessariamente representa a opinião da SBGF ou de seus associados. É proibida a reprodução total ou parcial deste material para propósitos comerciais sem prévia autorização da SBGF.*

### Resumo

Analizamos duas anomalias gravimétricas na Bacia do Paraná, próximo à divisa dos estados de Mato Grosso do Sul e Goiás. Essas anomalias podem estar relacionadas com a topografia do embasamento. Para investigarmos essa possibilidade foram instaladas três estações sismológicas para complementar com os dados de outras duas estações já presentes na região. Foi utilizado a metodologia da função do receptor para obter a resposta da estrutura logo a abaixo da estação. Para obtermos os modelos de velocidade foram feitas inversões conjuntas das funções do receptor e com dados de curvas de dispersão de ondas de superfície. No final são apresentados os resultados preliminares que mostram boa correlação com alguns dados de poços e com as posições das anomalias.

### Introdução

Investigamos duas anomalias gravimétricas na Bacia do Paraná (Moraes et al., 2006), próximo à divisa dos estados de Mato Grosso do Sul e Goiás. Usamos a Função do Receptor de alta frequência para investigar as camadas sedimentares e verificar se existe alguma correlação dessas anomalias com a topografia do embasamento da bacia.

O método da Função do Receptor é usado com bastante sucesso no estudo da interface manto superior e crosta, sendo possível desenvolver mapas de espessura crustal de várias regiões do globo. Juntamente com a função do receptor, usamos neste trabalho dados de dispersões de ondas de superfície. Assim é possível realizar uma inversão conjunta dos dados das funções do receptor e das curvas de dispersão para se obter um modelo de velocidades da bacia e estimar a profundidade do embasamento. Essa abordagem foi realizada em recente trabalho sendo possível determinar a espessura da bacia sob estações e comparar os resultados obtidos com informações geológicas e dados de poços (An & Assumpção, 2004b).

### Metodologia/ Problema Investigado

O método da função do receptor considera que quando uma onda P incide quase verticalmente sob uma interface, a forma de onda na componente vertical permanece praticamente inalterada, ou seja, a resposta das camadas acima dessa interface é considerada um delta. Na componente radial fica registrada a chegada da onda SV convertida na passagem da onda P e suas reverberações. Temos então o registro da onda incidente na base da interface (componente vertical), e o registro da conversão P-SV e suas reverberações em superfície (componente radial) (Fig. 1).

Como mostrado inicialmente por Langdon (1979) a componente radial será a convolução de uma função resposta das camadas próximas a estação e a componente vertical. Essa função reposta no domínio do tempo é denominada função do receptor (FR).

Podemos deconvolver essa componente vertical da componente radial para obtermos a função do receptor. A abordagem proposta inicialmente foi a divisão espectral das componentes. Nesse trabalho usamos uma deconvolução no domínio do tempo (Ligorria e Ammon 1999). Os métodos de deconvolução, em geral, retornam o mesmo resultado, e as variações de resposta dependem da qualidade do dado. Para obtermos os modelos de velocidade invertendo somente as funções do receptor teríamos um problema de ambigüidade entre velocidade e profundidade das camadas (Ammon et al., 1990). Então para reduzirmos esse efeito usamos a inversão conjunta da função do receptor e das curvas de dispersão das ondas de superfície (Julià et al., 2000).

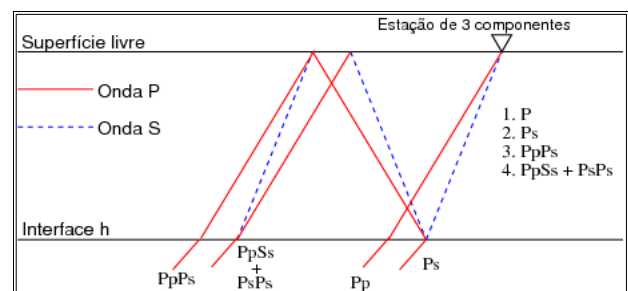


Figura 1 – Diagrama de raios para a incidência de uma onda P. A conversão  $P_s$  e as suas reverberações.

As curvas de dispersão para essa região foram obtidas de Feng et al. (2004) e Feng et al. (2006).

Para calcular as funções do receptor usamos sismos com magnitude maior que 4.7, distância epicentral menor do que 25 graus, e profundidade maior que 100 km. Todos esses requisitos visam assegurar um conteúdo de frequência maior. Como nosso alvo é a espessura da camada sedimentar acima do embasamento precisamos de comprimentos de ondas menores, ou seja, frequências maiores. Como a terra é um filtro passa-baixo optamos por eventos próximos. Para garantirmos a incidência vertical e evitarmos a atenuação da astenosfera próxima da fonte selecionamos também eventos mais profundos.

Antes da deconvolução, os sismogramas foram filtrados com passa-alta de 1 Hz para diminuir ruídos microssísmicos que causavam instabilidades na deconvolução. Para as deconvoluções usamos um filtro Gaussiano de largura 10, ou seja, utilizamos frequências até 5 Hz aproximadamente. Para cada deconvolução o programa realizou 500 interações. Variamos as janelas de tempo de 10 a 20 segundos de 2 em 2 segundos e escolhemos as FR com melhor ajuste.

Para a inversão conjunta usamos um modelo com camadas de 100m de espessura até 2 km e 200 m até 6 km e, a partir daí, 1km de espessura. Agrupamos eventos próximos em clusters e invertemos as FR's por clusters.

## Resultados

Foram calculadas as funções do receptor para as estações mostradas na Figura 2.

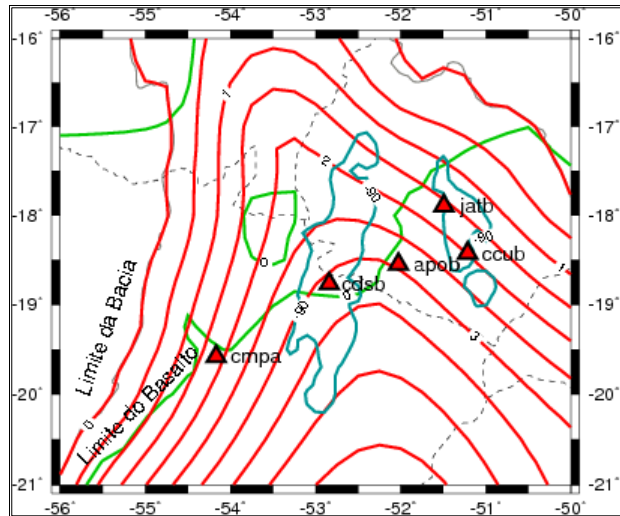


Figura 2 – Mapa das estações utilizadas. A linha azul mostra os baixos da anomalia Bouger. A linha vermelha é o contorno da profundidade do embasamento estimado por dados de poços. A linha verde é o limite do afloramento da camada de basalto Serra Geral.

Na Figura 3a vemos as FR's para a estação Cempa. Vemos que o modelo ajusta bem os dados até aproximadamente 4s, o que significa que a precisão do modelo de velocidades diminui com a profundidade. Para as curvas de dispersão (Fig. 3b) podemos identificar para os períodos menores (<25s) um ajuste mais próximo do real pois também estão relacionadas às partes mais rasas do modelo. Como usamos um peso de 0.1 para as

ondas de superfície e 0.9 para as FR's o ajuste das FR é mais significativo para os modelos.

O pico duplo da FR em torno de 0.3s deve indicar uma fina camada superficial de baixa velocidade logo a baixo da estação. Isto é observado na Figura 3c até os 300m aproximadamente. Vemos também uma tendência de aumento de velocidade até os 2.2 km de profundidade onde ocorre um aumento rápido para  $V_s > 3.5$  km/s, interpretado como a interface do embasamento.

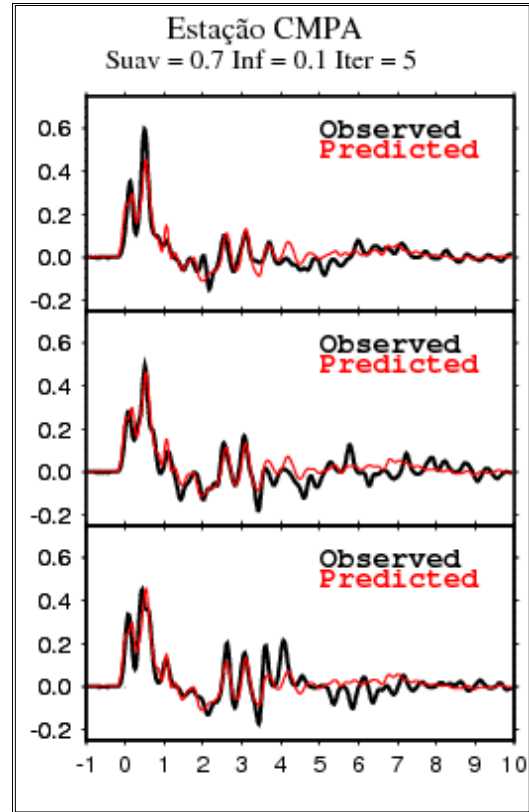


Figura 3a – FR invertidas. A linha vermelha é a FR ajustada e a preta a FR real.

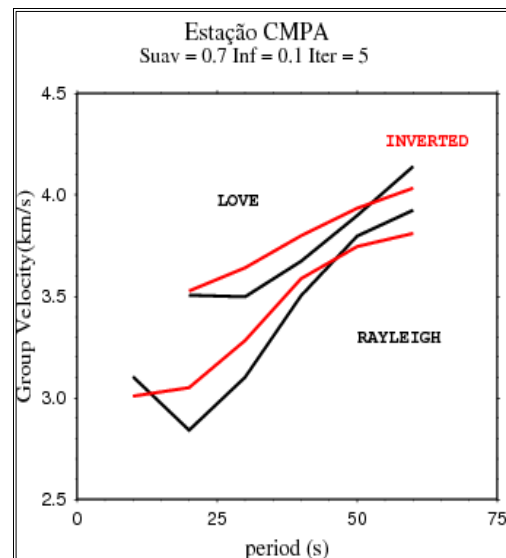


Figura 3b – Ajuste das curvas de dispersão. A linha vermelha é a dispersão ajustada e a preta a real.

Na Figura 4a mostramos as FR da estação CDSB. Esta estação esta dentro do baixo gravimétrico entre 52 e 53,5 graus W. A FR ajustada possui dois picos duplos em 0,1 e 0,5 quem não aparecem nas FR's reais. Essa feição aparentemente reflete-se no modelo (Fig. 4b) como o pequeno aumento de velocidade em 200m. O forte pico negativo em 1,2s marca uma inversão de velocidade que pode estar correlacionada com a inversão do modelo em torno de 1,8 km.

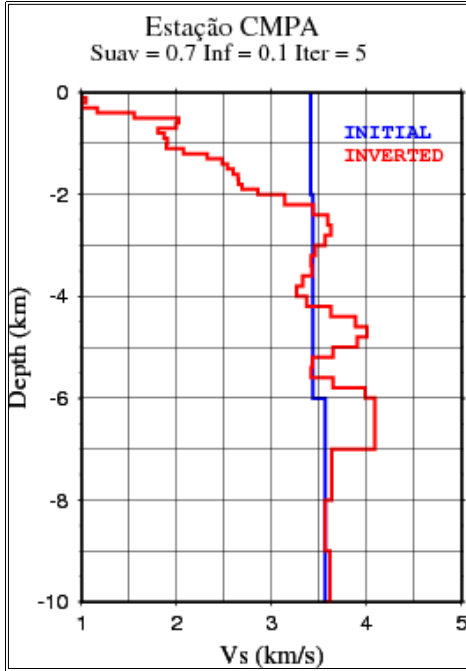


Figura 3c – Modelo obtido pela inversão conjunta. Podemos estimar a profundidade da bacia em torno de 2,2 km

Na Figura 4b vemos o modelo de velocidades obtido pela inversão conjunta das FR's e das curvas de dispersão. O modelo é mais complexo que o da estação CMPA, refletindo o padrão mais complexo das FR's da estação CDSB.

Na Figura 4b interpretamos a interface em 4,2 km como sendo o embasamento. A camada de alta velocidade entre 1 e 2 km pode ser correlacionada com a formação Serra Geral, mas ela estaria em uma profundidade bem maior que o esperado por dados de poços e afloramentos da formação.

Para a estação CCUB obtemos as FR's para um dos clusters e usamos o empilhamento dessas funções para calcular outra FR usando um filtro gaussiano menor para definir estruturas mais profundas. Assim na Figura 5a vemos 4 FR's mas utilizamos somente 3 eventos para esse cluster. O software utilizado permite usar mais de uma largura de filtro Gaussiano.

A estação CCUB está instalada dentro do segundo baixo gravimétrico entre 50,5 e 52 graus W embora esteja próxima à borda. Ela também se encontra sobre um afloramento de basalto da formação Serra Geral. Vemos na Figura 5a que no tempo 0,1s aproximadamente o modelo não ajusta bem o pico negativo, o que pode ser devido à suavização da inversão

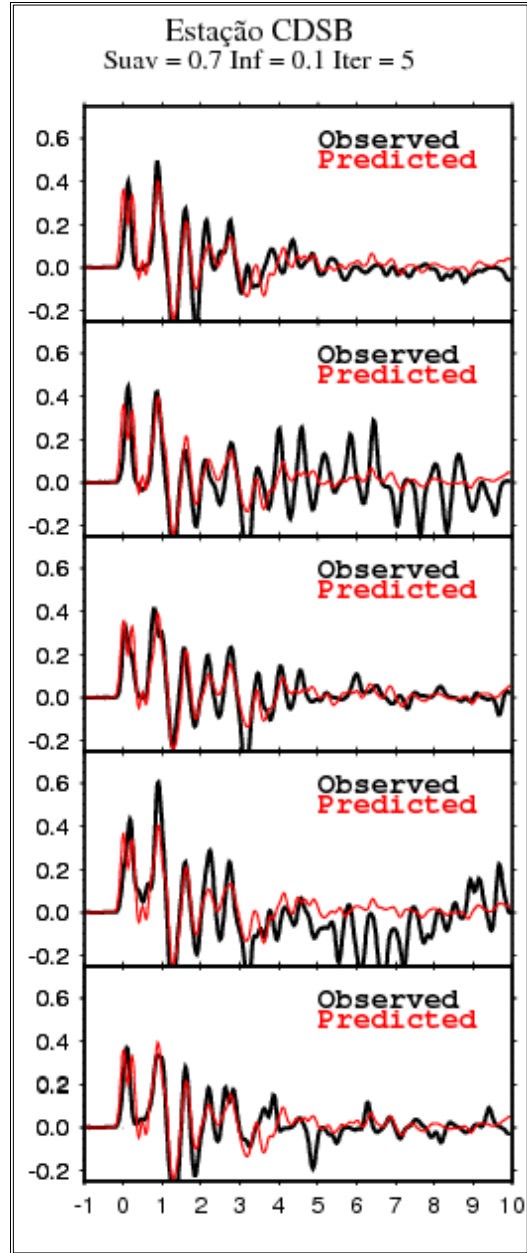


Figura 4a – FR invertidas. A linha vermelha é a FR ajustada e a preta a FR real.

Na Figura 5b vemos uma característica diferente das outras estações: uma velocidade superficial maior relacionada com o fato da estação estar montada sobre o basalto. Para o embasamento temos duas feições possíveis: em 2,2 km e 4 km. Em 2,2 km teríamos um embasamento com profundidade esperada (contornos na Figura 2) se não houvesse o baixo gravimétrico. Neste caso, a causa da anomalia gravimétrica não estaria na profundidade do embasamento. No caso de um embasamento a 4 km, teríamos justamente o caso oposto: a anomalia poderia ser causada por esse baixo na topografia do embasamento.

Na estação APOB temos uma situação parecida: um bom ajuste das FR's e um modelo de velocidades com duas interpretações possíveis (Figura 6a e 6b).

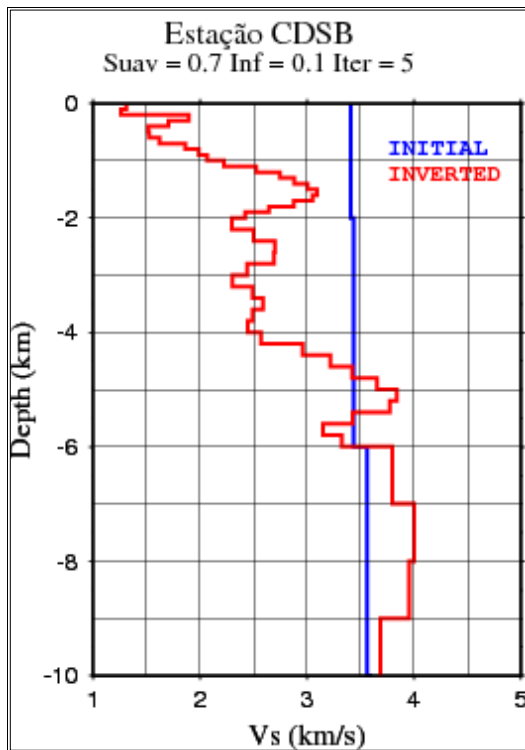


Figura 4b – Modelo obtido pela inversão conjunta. Podemos estimar a profundidade da bacia em torno de 4,2 km

Percebemos duas feições possíveis para o embasamento, em 2km e em 3,6km (Figura 6b). Próximo a essa estação ( $\approx 50$ km) temos um dado de poço com profundidade do embasamento de 3,47km. Para o nosso modelo podemos interpretar a feição de 3,6km como a profundidade do embasamento.

Para a estação JATB fizemos um empilhamento das FR's de um mesmo cluster e invertimos essa FR empilhada (Fig. 7a). A inversão das FR's separadamente da resultado muito similar. Para esta estação interpretamos um embasamento em torno de 3,4km.

#### Discussão e Conclusões

Estes resultados preliminares são bastante coerentes mostrando que a função do receptor com alta frequência pode trazer bons resultados. Ainda é necessário correlacionar estas profundidades do embasamento com os dados de gravimetria após remoção do campo regional.

Os dados serão trabalhados a fim de remover ambiguidades nas interpretações, se possível, como no caso da estação CCUB. Outros softwares foram utilizados obtendo-se modelos parecidos, mas com diferenças perceptíveis. Tais casos devem ser estudados para uma abordagem mais completa do método.

As interpretações da profundidade do embasamento são mostradas na Figura 8.

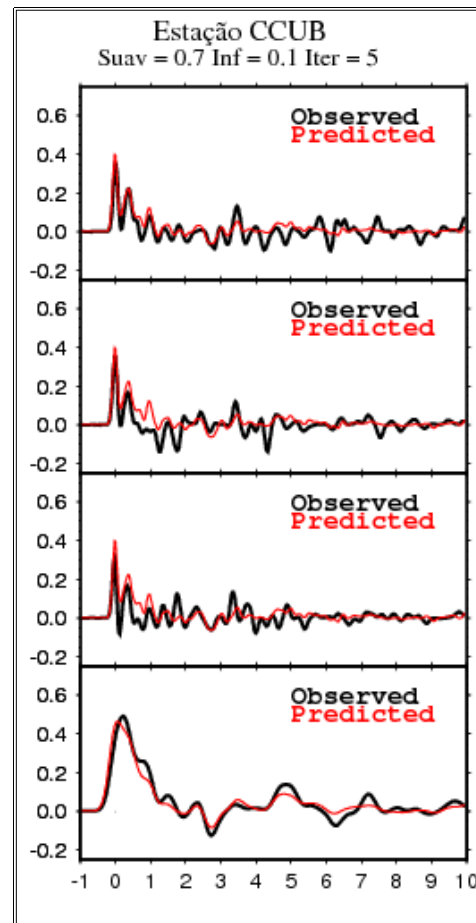


Figura 5a – FR invertidas. A linha vermelha é a FR ajustada e a preta a FR real.

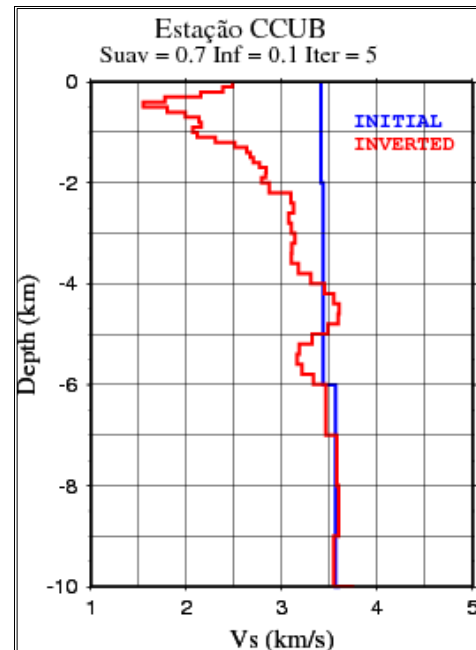


Figura 5b – Modelo obtido pela inversão conjunta. Podemos interpretar a profundidade do embasamento tanto em 2,2 km ou 4 km

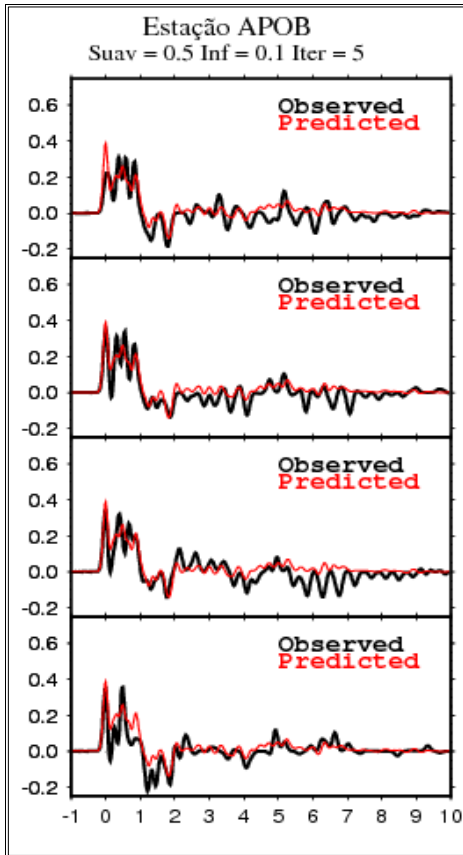


Figura 6a – FR invertidas. A linha vermelha é a FR ajustada e a preta a FR real.

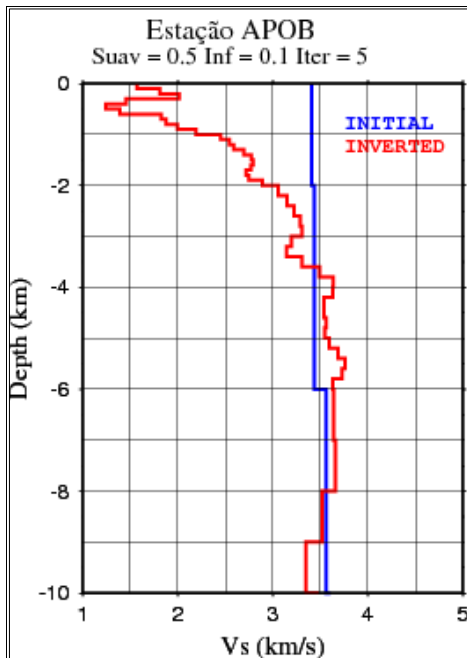


Figura 6b – Modelo obtido pela inversão conjunta. Podemos interpretar a profundidade do embasamento pelo modelo e por dado de poço em 3,6km

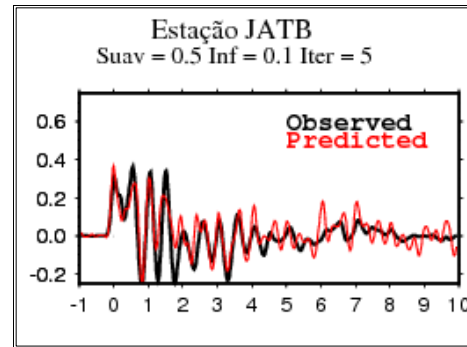


Figura 7a – FR em pilhada e invertida. A linha vermelha é a FR invertida e a preta a FR empilhada.

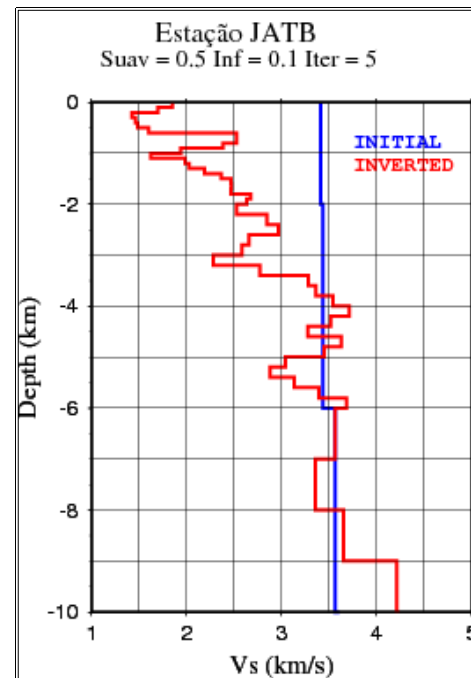


Figura 7b – Modelo obtido pela inversão conjunta. Podemos interpretar a profundidade do embasamento pelo modelo e por dado de poço em 3,6km

**Agradecimentos**

Agradecemos a Fapesp que financiou o trabalho. Ao amigo Marcelo Bianchi pela ajuda, discussão e paciência no dia a dia do trabalho.

**Referências**

An, M. & Assumpção, M., 2004b. Basement depth in the Paraná Basin with high frequency receiver functions. I Simpósio de Geofísica da SBGf, São Paulo, 26-28/09/2004.

Langston, C.A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves: *J. Geophys. Res.*, 85, 4749-4762.

Feng, M. & M. Assumpção, 2004. Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent, *Phys. Earth Planet. Int.* 147, 315-331.

Feng, M., S. van der Lee & M. Assumpção, 2006. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental-mode group velocities of Rayleigh waves. *J. Geophys. Res.*, submitted.

Ligorria, J.P. & C. Ammon, 1999. Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 1395-1400.

Ammon, C., Randall, G. & Zandt, G., 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions. *J. Geophys. Res.*, 95, 15303-15318.

Julià J., Ammon, C.J., Herrmann, R.B. & Correig, A. M., 2000. Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations. *Geophys. J. Int.*, 143, 99-112.

Moraes R.F., Junior V.C.O. & Maragoni Y.R., 2006 Estudo de anomalias gravimétricas na borda norte da bacia do Paraná. Simpósio de Geofísica da SBGf, Natal, 21-23/09/2006.

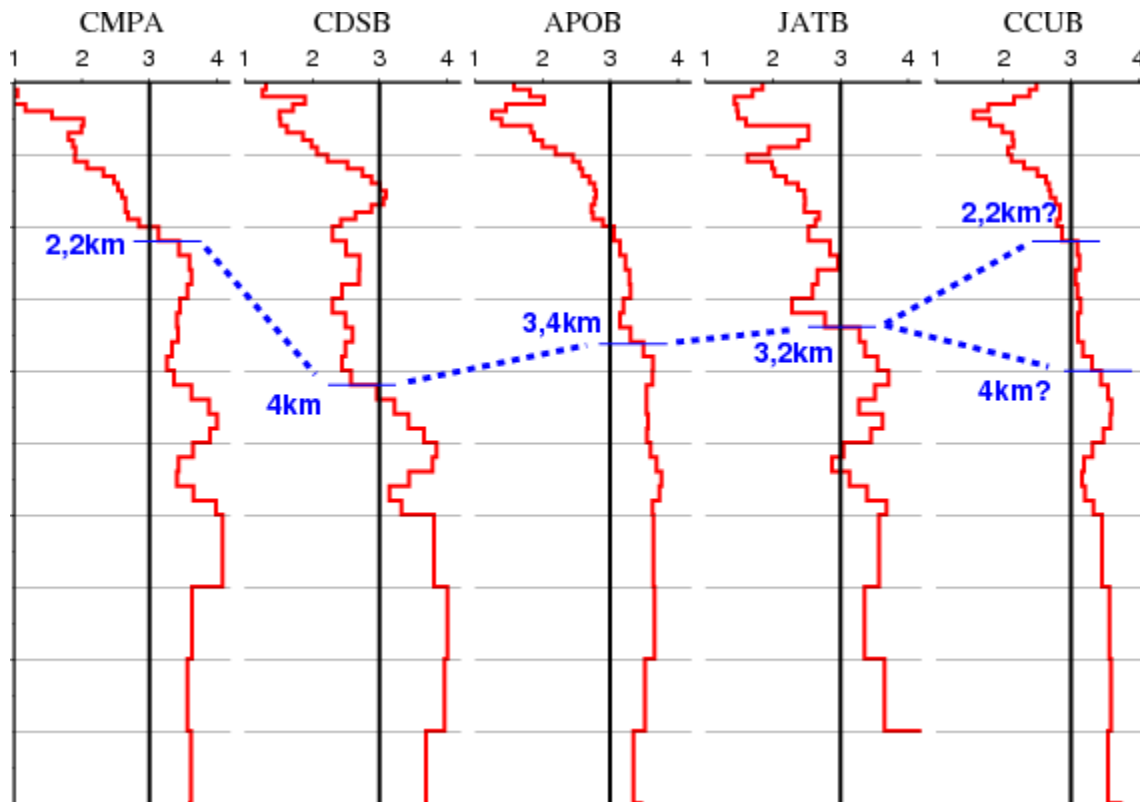


Figura 8 - Seção de modelos estruturais. As linhas cinzas horizontais são profundidades em intervalos de 1 km. Os números na parte superior são velocidades da onda S (km/s). A linha vertical de referência corresponde a  $V_s=3,0$  km/s e  $V_p= 5,2$  m/s. Velocidades S maiores que 3,5 km/s são típicas de embasamento cristalino.