

Determinação de estruturas crustais com função do receptor na estação sismológica de Rio Claro, RCLB.

João Carlos Dourado – IGCE – UNESP Campus Rio Claro
Marcelo Assumpção – IAG – USP
Walter Malagutti Filho – IGCE - UNESP Campus Rio Claro
Marcelo B. de Bianchi – IAG – USP

Copyright 2005, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation at the 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Salvador, Brazil, 11-14 September 2005.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Ideas and concepts of the text are authors' responsibility and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of the Brazilian Geophysical Society is prohibited.

Abstract

This paper presents the analysis of receiver functions in the Rio Claro Seismological Station.

The station is in operation since October 2002, and in this period the recorded teleseisms allowed a preliminary evaluation of receiver functions.

The depths obtained for the Moho discontinuity range from 42 to 47 km. The values of 47 km were calculated with events from SE and the values of 42 km were calculated with teleseisms arriving from NW and SW backazimuths

Introdução

Com a instalação da Estação Sismológica de Rio Claro (RCLB), por meio de um projeto de pesquisa apoiado pela FAPESP iniciaram-se as atividades de pesquisas sismológicas no Laboratório de Geofísica do Departamento de Geologia Aplicada (DGA) do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) da UNESP, Campus Rio Claro – SP.

A estação está instalada na Floresta Estadual Edmundo Navarro de Andrade (antigo Horto Florestal), no município de Rio Claro – SP, com coordenadas geográficas: 47,53° W e 22,41° S (Figura 1).

A estação é constituída por um sismômetro banda-larga fabricado pela Guralp System Ltd (Inglaterra), modelo CMG-3ESP, com resposta plana na faixa 0,033 a 50 Hz. O equipamento possui um digitalizador incorporado, que nesta fase de operação da estação está digitalizando os sismogramas com uma taxa de 100 amostras por segundos.

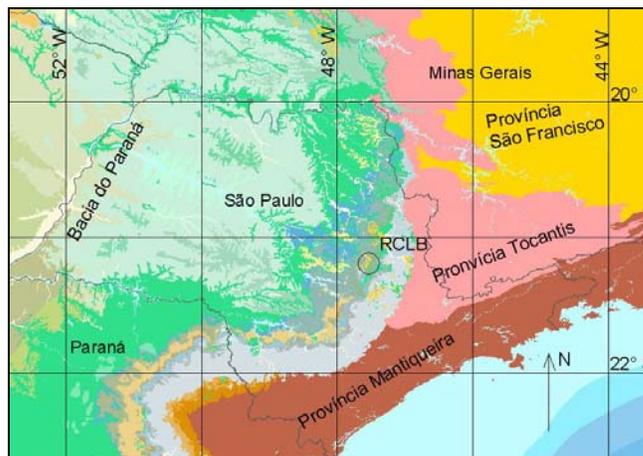


Figura 1 – Localização da Estação Sismológica RCLB, mostrando as províncias geológicas.

Dentre as atividades de pesquisa que estão sendo realizadas, está a de determinação da Função do Receptor para o cálculo da profundidade da Moho.

O sismômetro banda-larga está instalado desde 22 de outubro de 2002, tendo já registrado eventos suficientes para uma estimativa da função do receptor.

Geologia do local da RCLB

A cidade de Rio Claro está localizada na borda nordeste da Bacia do Paraná (Fig. 1), na feição geomorfológica denominada depressão periférica, onde afloram sedimentos com idades que vão desde o Permiano até o Quaternário, depositados sobre rochas cristalinas pré-cambrianas.

O sismômetro está instalado diretamente sobre um afloramento de diabásio, pertencente provavelmente a um sill, que faz parte da Formação Serra Geral. Neste local o sill possui aproximadamente 70 metros de espessura (estimada com sondagens elétricas) e se sobrepõe a sedimentos clásticos da formação Corumbataí. Estima-se que a espessura da Bacia do Paraná neste local seja de aproximadamente 800 metros. Segundo Assumpção et al. (2002), na área de ocorrência da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo a espessura crustal varia de 40 a 47 km, com um tendência de espessamento para o centro da bacia.

Função do Receptor

Quando uma onda elástica se propaga da fonte ao receptor ela atravessará rochas e estruturas que irão modificar as suas feições, de tal forma que, o seu registro (sismograma) em uma estação sismológica será influenciado pelo tipo de pulso da fonte (mecanismo gerador do sismo), pela resposta do equipamento de registro (tipo de sismômetro e registrador) e ainda trará consigo a “assinatura” do meio pelo qual se propagou. Este processo de interação da onda elástica com o meio no qual propaga é denominado convolução.

A função do receptor é um método de análise dos registros sísmicos, desenvolvido por Langston (1977,1979), que busca recuperar do sismograma as informações trazidas das estruturas crustais nas proximidades do sismômetro, através da deconvolução da componente horizontal pela componente vertical do sinal da onda P. Este processo evidencia todas as ondas convertidas de P a SV nas várias descontinuidades da crosta, principalmente da Moho.

O cálculo da função do receptor deve considerar os telessismos com distâncias epicentrais situadas entre 30° e 90° com relação à estação sismológica, pois nesta condição, as ondas P atingem a parte inferior da crosta com um ângulo próximo da vertical tendo, portanto amplitudes maiores na componente vertical do sismômetro, enquanto que a parte de sua energia transformada em onda transversal Ps, no processo de refração nas descontinuidades sub-horizontais, terá maiores amplitudes nas componentes horizontais. Este fato faz com que no processo de deconvolução, da componente vertical com a horizontal, seja realçada a onda Ps, obtendo-se assim a função do receptor.

Além da distância epicentral, outro fator importante na escolha dos telessismos para o cálculo da função do receptor é a sua magnitude, pois quanto maior a relação sinal ruído, menor será o erro na determinação da Ps. Para este trabalho, um dos critérios adotados para a escolha do telessismo foi ter magnitude igual ou maior que 5 mb.

Tratamento e Análise dos dados

Foram utilizados eventos de outubro de 2002 e abril de 2004. Os sismogramas colhidos pela RCLB foram processados em lotes mensais, isto é, os sismogramas foram primeiro agrupados em lotes correspondentes a um mês e posteriormente analisados.

Foram analisados 193 eventos com magnitude acima de 5.0 Mb e distância epicentral entre 20° e 95°, mostrados na Figura 2.

Ressalta-se que a maioria dos autores recomenda que sejam utilizados eventos com distâncias epicentrais variando de 30° a 90°, para se evitar o fenômeno da triplicação que ocorre aproximadamente entre 15° e 30°. No entanto, optou-se em utilizar eventos com distâncias menores que 30° para aproveitar os eventos andinos, que fornecem informações muito importantes para azimutes SW, W e NW.

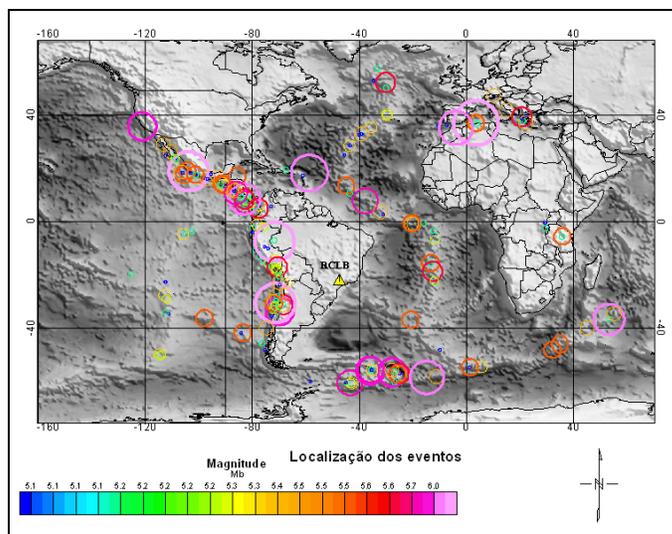


Figura 2 – Mapa mostrando a estação sismológica RCLB (triângulo) e os telessismos (círculos) utilizados para o cálculo da Função do Receptor.

Destes 193 eventos processados, 58 apresentaram boas curvas da função do receptor e foram então selecionados para análise e interpretação.

Os sismogramas foram processados utilizando as rotinas do programa SAC (Seismic Analysis Code, Lawrence Livermore National Laboratory da University of Califórnia). A função do receptor foi calculada utilizando-se rotinas de Ammon (1997).

Para cada um dos eventos foi calculada a função do receptor, utilizando-se filtro passa-baixas gaussiano de ~ 1.4 Hz e um nível d'água de 0.001. Este nível é utilizado para estabilizar a deconvolução. Também foram utilizadas janelas de 55, 65, 75, 85 e 95 s, escolhendo-se a melhor janela para cada evento.

As funções obtidas para o mês de janeiro de 2004 são mostradas na Figura 3.

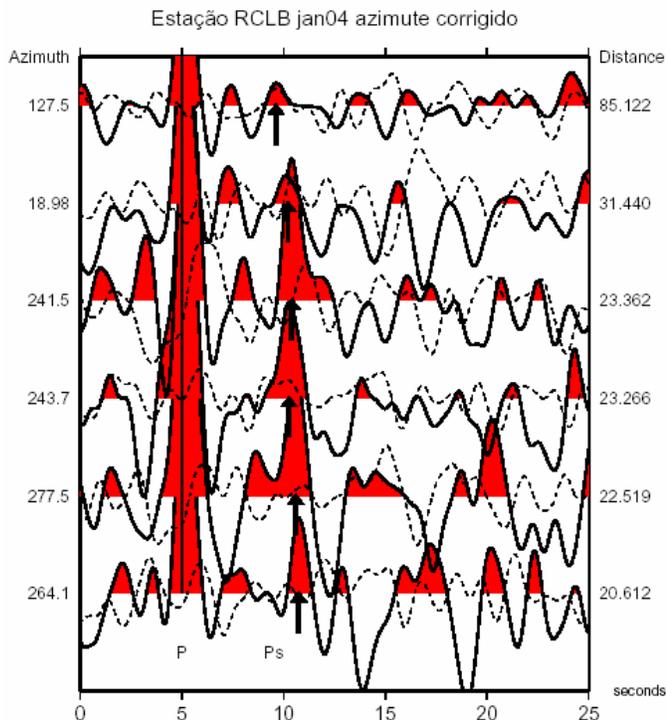


Figura 3 – Funções do receptor determinadas para os 6 eventos que atenderam ao critério estabelecido de distância e magnitude, no mês de jan/2004. A letra P identifica a onda longitudinal direta e a seta indica a posição temporal da onda Ps. Os eventos estão ordenados de acordo com a distância epicentral indicada no lado direito do gráfico.

Observa-se nesta figura que, como esperado, existe uma tendência de diminuição no intervalo de tempo entre as ondas P e Ps conforme se aumenta a distância epicentral. Este "normal move-out" ocorre porque, com o aumento desta distância, os ângulos de refração das ondas se aproximam mais da vertical e como consequência causarão uma diminuição na distância dos pontos de emergência destas ondas na interface da Moho, e desta maneira o intervalo entre o tempo de chegada destas ondas diminuirá.

Em uma primeira análise do conjunto de resultados obtidos, verificou-se que existem dados muitos ruidosos e uma grande variação na profundidade da Moho, que foi calculada levando-se em conta um modelo de crosta com velocidade média de 6,4 km/s para ondas longitudinais e 3,7 km/s para ondas transversais. Portanto, para melhorar a razão sinal/ruído, foi feito empilhamento baseado na distância epicentral e azimute dos eventos.

Análise Azimutal

Neste trabalho, após analisar a Figura 2, onde se encontram os eventos utilizados para se calcular a função do receptor, foi feito o processamento das inversões para os seguintes azimutes e regiões:

-SW – Considerando os eventos Andinos do sudoeste, provenientes do Chile e Argentina.

-WNW – Eventos Andinos do oeste, provenientes do norte do Chile e do Peru.

-NW – Eventos do noroeste, este azimute teve três regiões individualizada pelas distâncias epicentrais: América Central, México e Califórnia.

-SE – Azimute dos eventos do sudeste, com duas regiões individualizada, Ilhas South Georgia e South Sandwich, localizadas no Atlântico Sul.

- E, NE e NNW – Poucos eventos, foram analisados os dados NE (Norte da África) e NNW (Caribe).

O agrupamento dos eventos foi feito para tornar o empilhamento dos sismogramas e a análise das FRs mais coerentes.

Empilhamento

O empilhamento dos traços da função do receptor tem como objetivo diminuir os ruídos ambientais aleatórios, pois o sinal gerado nas estruturas em sub-superfície deve repetir coerentemente.

A Figura 4 mostra, como exemplo, os eventos utilizados para se fazer o empilhamento dos eventos de SW.

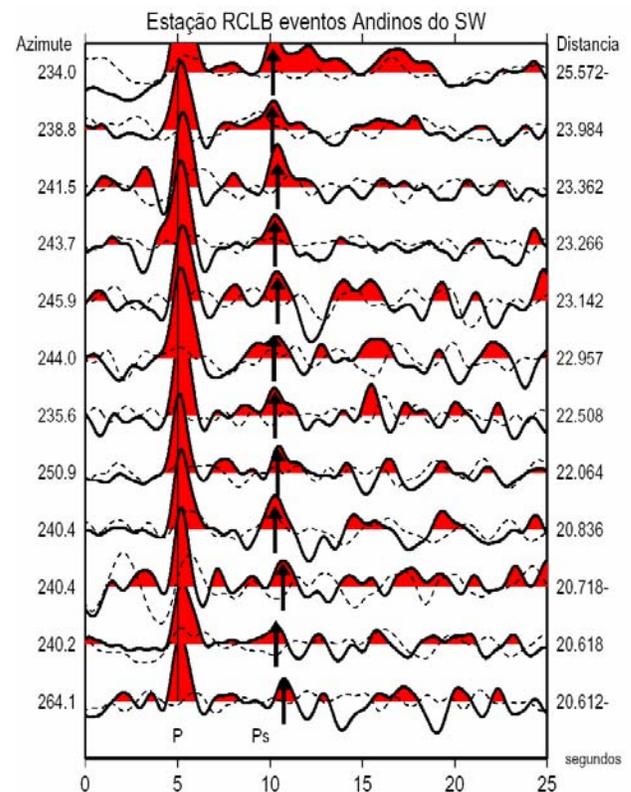


Figura 4 – Curvas de 12 FR com 25 segundos de janela de tempo. A onda direta (P) está alinhada em 5 s. A seta em torno de 10 s aponta a fase convertida Ps. Em linha sólida estão as FR radiais, com o pico positivo realçado em vermelho, com linhas tracejadas estão as FR transversais.

O critério de empilhar somente os traços de eventos próximos é embasado no fato de que nestas condições o

efeito do “normal move out” é desprezível. Nos eventos selecionados para o empilhamento, foram aplicados pesos considerando-se principalmente o nível de ruídos presentes.

A figura 5 mostra o resultado do empilhamento, evidenciando uma melhora na morfologia da FR, deixando evidente o pico referente à Ps próximo dos 10 segundos. Para todos os azimutes citados foi feito o empilhamento das FR.

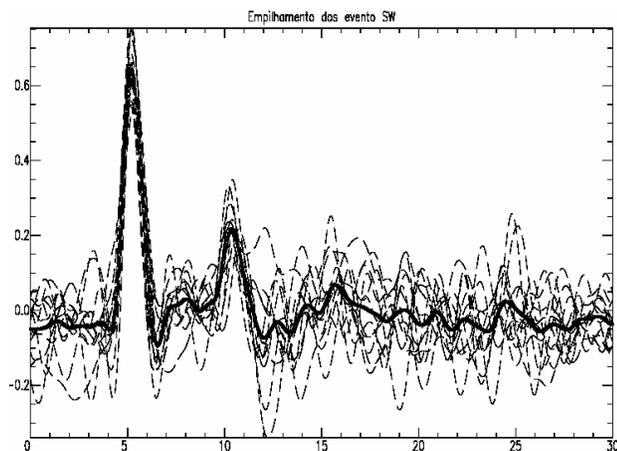


Figura 5 – Função do Receptor empilhada para os eventos de SW (linha cheia). Linhas tracejadas são as componentes radiais da Fig. 4. Linha sólida é a FR empilhada resultante.

Modelagem e Inversão

O processo de inversão é bastante utilizado na análise da Função do Receptor para fornecer informações mais detalhadas sobre a estrutura crustal. Neste trabalho utilizou-se o procedimento sugerido e descrito por AMMON et al., 1997,;

Para se fazer a inversão é preciso estabelecer um modelo inicial. Para este trabalho optou-se por construir um modelo inicial baseado em MOONEY et al, 1998, considerando-se que os autores compilaram uma grande quantidade de dados ao redor da Terra. A Tabela 1 mostra os valores de espessuras, velocidades e densidades utilizadas.

O gráfico da Figura 6 mostra o Modelo Utilizado.

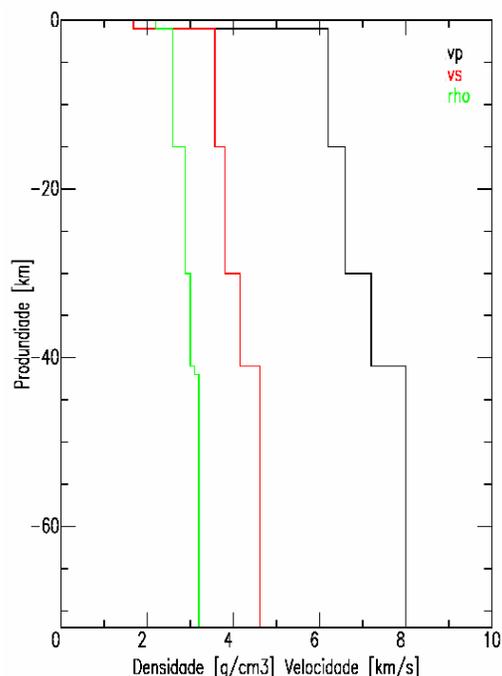


Figura 6 – Modelo inicial da crosta adotado para a área em estudo. Em verde está representada a curva densidade em função da profundidade, em vermelho a curva da velocidade de propagação das ondas S e em preto das ondas P

De posse deste modelo, foram executadas as inversões para todos os azimutes estudados. Apresenta-se como exemplo a inversão obtida para o SW, utilizando a FR empilhada. A Figura 7 mostra a FR empilhada (em preto) e FR obtida pela inversão.

Para se calcular as profundidades para os modelos da crosta obtidos com a inversão foi utilizada uma relação V_p/V_s igual 1,73.

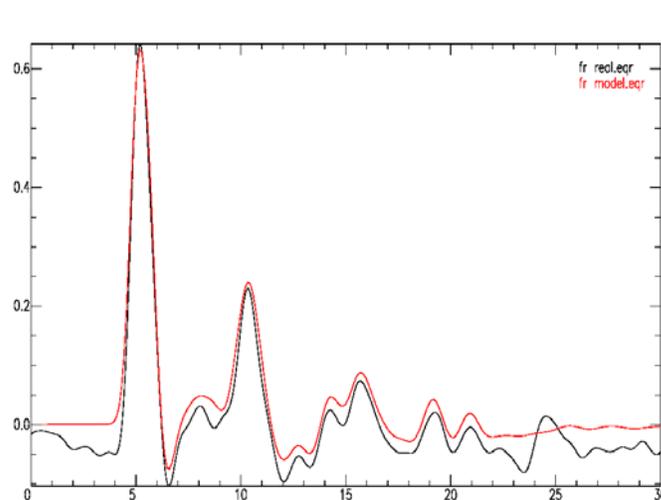


Figura 7 – Comparação entre a FR obtida (preto) e a calculada pelo processo de inversão após a 5ª iteração (vermelho). O ajuste entre as curvas foi de 85 %.

O fato da FR sintética não se ajustar bem após 22 segundos pode ser causado pela limitação da inversão em 42 km.

O modelo da crosta obtido pela inversão da FR de SW é mostrado na Figura 8.

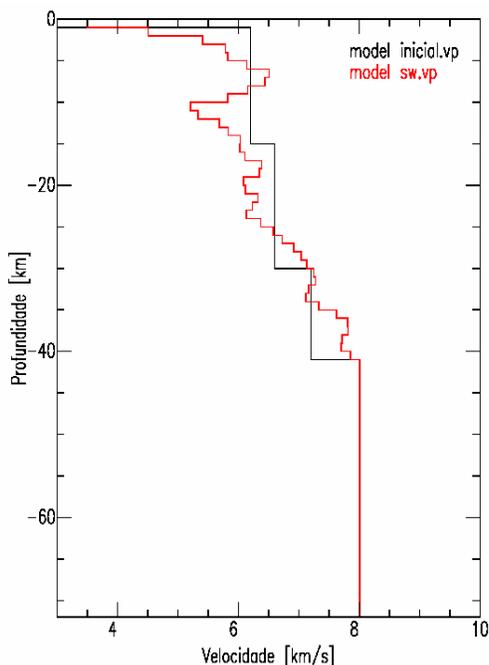


Figura 8 – Comparação entre o modelo de velocidade para as ondas P inicial (preto) e o modelo obtido após o processo de inversão (5ª iteração). Notar que a Moho possui aproximadamente 35 km de profundidade para este azimute

Discussão dos Resultados e Conclusões

Através de todos os modelos obtidos e das curvas da Função do Receptor (mostradas na Figura 9) pode-se calcular que a profundidade média da Moho na região da RCLB é de 42 km com desvio padrão de 2 km.

Analisando-se a morfologia dos modelos obtidos (Fig. 10) nota-se a existência de uma inversão de velocidade na crosta, para a maioria dos azimutes. Notar que apenas o modelo obtido para NE não apresenta esta feição, mas ele foi baseado em apenas um evento. A inversão de velocidade é indicativo de uma grande heterogeneidade ou mesmo uma duplicação da crosta inferior que ocorre com freqüência nas zonas de sutura.

Através das profundidades obtidas para cada azimute, constata-se que a Moho diminui de profundidade para SW, o que pode ser explicado geologicamente pela presença do alto estrutural denominado de Domo de Pitanga, indicando que esta estrutura atinge a interface crosta-manto.

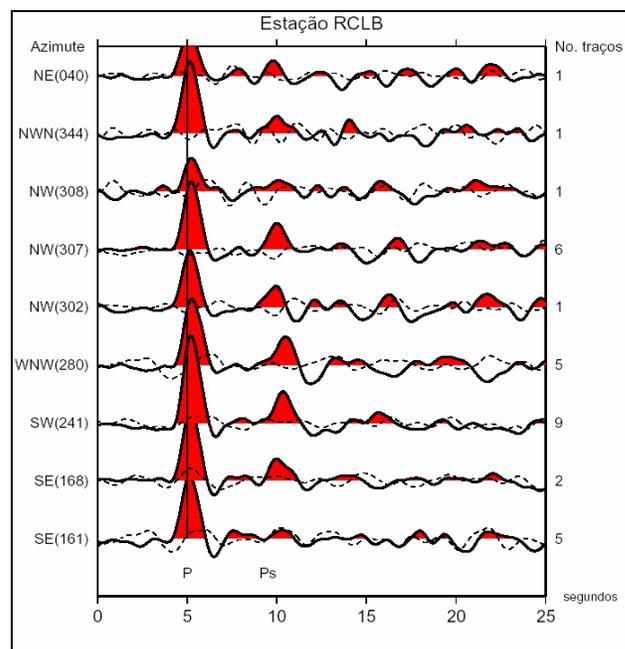


Figura 9 – Função do Receptor Radial (linha sólida) e Transversal (linha tracejada) distribuída de acordo com o azimute do evento, o número de traços utilizados para o empilhamento está indicado à direita do gráfico.

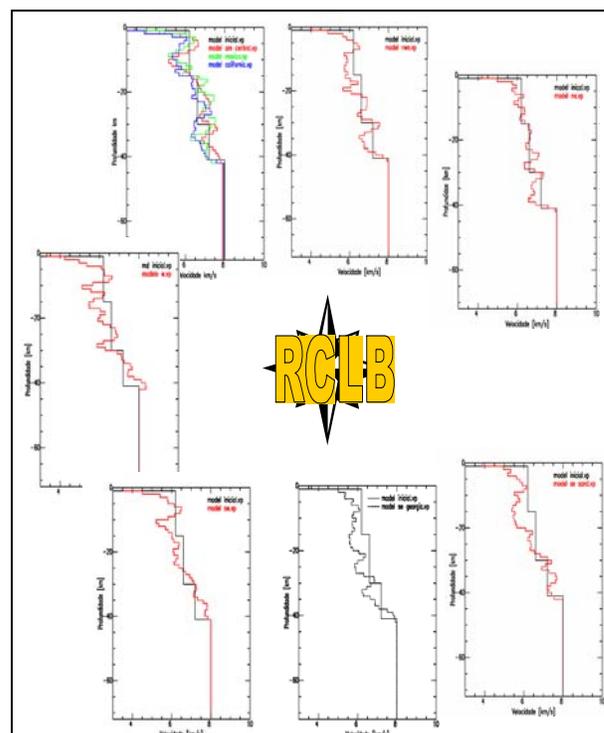


Figura 10 - Modelos de velocidade das ondas P para a crosta, obtidos a partir da inversão das FRs e distribuídas de acordo com o azimute aproximado do evento em relação à Estação Sismológica RCLB. Representação esquemática sem escala.

Agradecimentos

Os autores agradecem à FAPESP pelo apoio financeiro ao projeto (Proc. 01/05515-1) e aos técnicos José Roberto Barbosa (IAG-USP) e Francisco Manuel Garcia Barrera (ICGE-UNESP) pelo apoio na instalação e manutenção da estação sismológica. Os gráficos da função do receptor foram executados com GMT (Wessel and Smith, 1991).

References

Ammon, C. J., 1997 – An overview of Receiver-Function Analysis- in: <http://quake.eas.slu.edu/People/CJAmmon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>

Assumpção, M., James D. & Snoke, J. A., 2002 - Crustal thicknesses in SE Brazilian shield with receiver function: implications for isostatic compensation. J. Geophys. Res., 107, doi:10.1029/2001JB000422, ese2 -11p.

Langston, C. A., 1977 – The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter. Bull. Seism. Soc. Am., 67, 1029-1050

Langston, C. A., 1979 – Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, J. Geophys. Res., 84, 4749-4762.

Mooney, W. D. ; Laske, G. ; Masters, T. G. .CRUST 5.1: A global crustal model at 5° X 5° J. Geophys. Res. Vol. 103 , No. B1 , p. 727. 1998

Wessel, P. and Smith , W. H. F., 1991. Free softwares helps maps and displays data: Eos Trans. AGU, 72 (441), 445-446.