



São Paulo 2004

## Estudos crustais na área sismogênica de Porto dos Gaúchos/MT, baseados em Sísmica de Refração e Função do Receptor

Lucas V. Barros & Cristiano C. Rancan

Observatório Sismológico, Universidade de Brasília <obsis@unb.br>

Copyright 2004, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

*Este texto foi preparado para apresentação no I Simpósio de Geofísica da Sociedade Brasileira de Geofísica, São Paulo, 26-28 de setembro de 2004. Seu conteúdo foi revisado pela Comissão Tecno-científica do I 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.*

### Abstract

It presents the results of crustal studies performed by Seismological Observatory of the University of Brasilia in Porto dos Gauchos/MT seismogenic zone located at the northern boundary of the Parecis intracratonic basin and at the southern portion of the Amazonian craton.

We used in this study the Seismic Refraction and Receiver Function techniques. In first case is presented a 1D velocity model, obtained from calibration of the Porto dos Gauchos/MT Local Seismograph Network and, in second, the crust thickness determined with Receiver Function applied to teleseismic data recorded by the Broadband Station JUAB.

### Introdução

A área sismogênica de Porto dos Gaúchos/MT, uma das áreas sísmicas brasileiras mais importantes em termos de magnitude, [ $m_b = 6,2$ , em 31/03/1955 (Assumpção & Suarez, 1988) e  $m_b = 5,1$  (Barros, 2004)] e, provavelmente, também em termos de frequência sísmica, com mais de 2500 sismos registrados apenas nos últimos seis anos, vem sendo estudada, com alguns resultados já divulgados (Barros et al., 2001 e Barros e Caixeta, 2003).

Neste trabalho são apresentados os resultados de estudos adicionais de estruturação crustal desenvolvidos, usando as técnicas de Sísmica de Refração (SR) e da Função do Receptor (FR). No primeiro caso é apresentado o modelo de velocidades 1-D, obtido a partir da análise dos registros de duas explosões de calibração feitas no interior da Rede Sismográfica Local de Porto dos Gaúchos (Barros e Caixeta, 2003). No segundo, são apresentados os resultados dos estudos feitos com a técnica FR, usando-se dados tele-sísmicos da Estação de Banda Larga JUAB, instalada a leste da cidade de Juara/MT.

Nos estudos com a técnica SR determinou-se um pacote vulcano-sedimentar de 2,3 km de espessura e um limite crosta superior-crosta inferior a 17,3 km na região de Porto dos Gaúchos. Com a técnica FR determinou-se uma profundidade de 36 km para a descontinuidade de Moho na região de Juara/MT.

A área em estudo situa-se no centro norte do estado do Mato Grosso, incluindo terrenos do sul do Cráton Amazônico e da extremidade norte da Bacia dos Parecis, a qual, juntamente com as bacias do Solimões e do

Paraná, definem o conjunto de bacias Paleozóicas brasileiras adjacentes à depressão subandina (Siqueira, 1989).

### Metodologias empregadas no estudo

Foram empregadas duas técnicas geofísicas: Sísmica de Refração (SR) e Função do Receptor (FR). A aplicação da SR em estudos crustais se fundamenta no fato de que as ondas sísmicas irradiadas a partir da fonte se constituem em um "veículo" através do qual as informações sobre a estruturação geológica de um meio acamado chegam a diversos receptores colocados na superfície do terreno, pois as condições de propagação das ondas dependem fundamentalmente das propriedades elásticas do meio.

Por esta razão, a estrutura de velocidades, i. é, as espessuras das camadas e as respectivas velocidades das ondas compressãois P podem ser determinadas em um experimento geofísico com fonte controlada por meio de gráficos das distâncias da fonte sísmica às diversas estações de registro, pelos seus respectivos tempos de percurso.

A Função do Receptor é uma série temporal obtida de sismogramas de estações sismográficas triaxiais, que contém informações de como as estruturas crustais respondem à passagem das ondas sísmicas sob o receptor. O modelamento da amplitude e do tempo dessa série temporal pode fornecer valiosas informações sobre a geologia das estruturas sob a estação (Ammon, 1991).

### Função do Receptor

A técnica da Função do Receptor está baseada no princípio segundo o qual uma onda P tele-sísmica ( $\Delta \geq 30^\circ$ ), ao incidir sobre uma descontinuidade brusca, como é o caso da Moho, tem a maior parte de sua energia convertida em onda S, fase  $P_S$  (P convertida em S). Identificando-se esta fase na Função do Receptor, é possível determinar a profundidade da descontinuidade correspondente.

Uma onda sísmica, na forma como se apresenta no sismograma, contém informações da fonte (mecanismo gerador no foco), do caminho de propagação da fonte ao receptor (interação com o meio) e do sismógrafo (amplificação dependente da frequência). Uma importante informação adicionada à onda sísmica diz respeito à forma como esta interage com as estruturas geológicas nas vizinhanças do receptor, conhecida como efeitos locais, os quais são dependentes, dentre outros, de características das descontinuidades abaixo da estação, tais como: contraste de velocidades e espessuras das camadas.

O objetivo da técnica da Função do Receptor é isolar esses efeitos, de modo a permitir inferências sobre as estruturas geológicas que afetam as ondas sísmicas embaixo das estações sismográficas. Portanto, a aplicação da técnica FR consiste, resumidamente, de duas etapas: determinação da função do receptor e inversão da função do receptor para encontrar um modelo estrutural correspondente.

As três componentes do movimento do chão [vertical,  $Z(t)$ , radial,  $R(t)$  e tangencial  $T(t)$ ] registradas numa estação podem, teoricamente, ser representadas pelas equações:

$$Z(t) = h(t) * s(t) * e_v(t) \leftrightarrow Z(\omega) = H(\omega) \cdot S(\omega) \cdot E_v(\omega) \quad (1)$$

$$R(t) = h(t) * s(t) * e_r(t) \leftrightarrow R(\omega) = H(\omega) \cdot S(\omega) \cdot E_r(\omega) \quad (2)$$

$$T(t) = h(t) * s(t) * e_t(t) \leftrightarrow T(\omega) = H(\omega) \cdot S(\omega) \cdot E_t(\omega) \quad (3)$$

onde  $h(t)$  é a resposta impulsional do sismógrafo,  $s(t)$  é a função temporal da fonte e  $e_v(t)$ ,  $e_r(t)$  e  $e_t(t)$  são, respectivamente, as respostas temporais do site (resposta das estruturas abaixo do receptor) nas componentes vertical, radial e transversal. As equações 1, 2 e 3 (lado direito) resultaram da aplicação do teorema da convolução (Oppenheim & Schaffer, 1975), onde  $\omega(2\pi f)$  é a frequência angular.

Para uma onda P telessísmica com incidência quase vertical sob a estação, a componente  $e_v(t)$  é um pico inicial de maior amplitude, seguido por alguns picos menores resultantes de reverberações e fases convertidas. Considerando-se que toda energia está concentrada no pico inicial, a componente  $e_v(t)$  pode ser aproximada por uma função delta,

$$e_v(t) \approx \delta(t) \leftrightarrow E_v(\omega) = 1 \quad (4)$$

Substituindo (4) em (1), temos:

$$Z(\omega) = H(\omega) \cdot S(\omega) \quad (5)$$

Levando esse resultado nas equações 2 e 3, lado direito, temos:

$$E_R(\omega) = \frac{R(\omega)}{H(\omega) \cdot S(\omega)} \approx \frac{R(\omega)}{Z(\omega)} \leftrightarrow E_R(t) = \int_{-\infty}^{\infty} E_R(\omega) e^{j\omega t} d\omega \quad (6)$$

$$E_T(\omega) = \frac{T(\omega)}{H(\omega) \cdot S(\omega)} \approx \frac{T(\omega)}{Z(\omega)} \leftrightarrow E_T(t) = \int_{-\infty}^{\infty} E_T(\omega) e^{j\omega t} d\omega \quad (7)$$

onde  $E_R(\omega)$  e  $E_T(\omega)$  são as transformadas de Fourier das FRs radial e transversal, respectivamente.

A FR radial [ $E_R(t)$ ] é a mais importante, pois, como a onda P vibra na direção radial, a amplitude da fase  $P_s$  é mais pronunciada na FR radial. A Figura 1 apresenta um diagrama de raios sísmicos para uma FR radial (a) e as principais fases convertidas para a onda P em (b).

### Deconvolução da Função do Receptor

As deconvoluções, equações 6 e 7, são realizadas no domínio da frequência, na forma

$$E_R(\omega) = \frac{R(\omega)Z^*(\omega)}{Z(\omega)Z^*(\omega)} = \frac{R(\omega)Z^*(\omega)}{\text{Re}^2[Z(\omega)] + \text{Im}^2[Z(\omega)]} \quad (8)$$

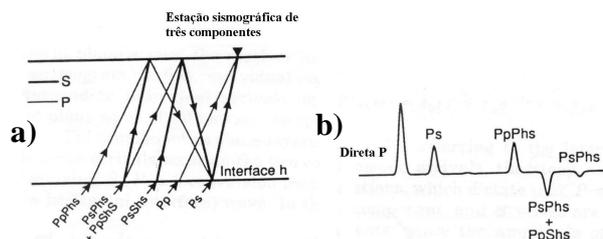


Figura 1 - Diagrama de raios sísmicos da função do receptor. Na parte a tem-se o diagrama de raio simplificado, mostrando as principais conversões da onda P em ondas S que consta da Função do Receptor radial para uma camada sobre um semi-espaço. Na parte b é apresentada a forma de onda correspondente ao diagrama do lado, exceto para a primeira chegada (onda P direta). As letras maiúsculas denotam caminho de raio para cima, letras minúsculas denotam caminho de raio para baixo e h indica a reflexão na interface de profundidade h.

Na prática,  $E_R(\omega)$  não pode ser determinada na forma da equação 8, pois pequenos valores no denominador causam problemas numéricos nos cálculos. Alternativamente, Langston (1979) propôs uma solução para este problema, introduzindo um artifício, na forma da equação 9, para evitar divisão por zeros. Assim:

$$E_R(\omega) = \frac{R(\omega)Z^*(\omega)}{\phi(\omega)} G(\omega) \quad (9)$$

$$\text{onde } \phi(\omega) = \max\{Z(\omega)Z^*(\omega), c \cdot \max\{Z(\omega)Z^*(\omega)\}\} \quad (10)$$

A constante  $c$ , conhecida como parâmetro nível d'água, (NG) determina a amplitude mínima permitida no denominador da equação 8.  $G(\omega)$  é um filtro Gaussiano, sem distorção de fase e sem lóbulos laterais, dado por:

$$G(\omega) = \xi \exp\left(-\frac{\omega^2}{4\alpha^2}\right) \quad (11)$$

A definição de  $E_T(\omega)$  é semelhante; basta trocar  $R(\omega)$  por  $T(\omega)$  na equação 9. Os procedimentos adotados neste trabalho foram baseados em Ammon (1991).

### Aplicação da Técnica FR aos dados de JUAB

A Estação de banda larga JUAB, cujos dados foram utilizados neste trabalho, situa-se no distrito de Jaú, município de Juara/MT, um pouco fora da Bacia dos Parecis, instalada sobre afloramento granítico da porção central do cratón Amazônico (Fig. 2).

### Geologia regional

A área em estudo (destacada na Figura 2) inclui terrenos pré-cambrianos e fanerozóicos. Os terrenos pré-cambrianos são rochas constituintes do Cratón Amazônico, sul da Província geocronológica Rio-Negro/Juruena, na região do Gráben dos Caiabis, estrutura de direção WNW- ESE. Os terrenos fanerozóicos dizem respeito à Bacia dos Parecis, que situa-se no centro-oeste do Brasil, alongada na direção E-W, e ocupa uma área de aproximadamente 400.000 Km<sup>2</sup> e distribui-se pelos estados de Rondônia e Mato Grosso. A coluna estratigráfica da Bacia inclui unidades paleozóicas, mesozóicas e cenozóicas, cuja evolução esteve sob forte influência da tectônica nas margens pretéritas do

continente sul-americano. A partir da integração tectono-estratigráfica pode-se definir que a evolução da Bacia dos Parecis iniciou-se como uma bacia do tipo *rift* na Era Paleozóica, com sedimentação sujeita principalmente a controles eustáticos. Após o Devoniano, a bacia passou a um regime de sinéclise, com forte influência tectônica, refletida pela mudança progressiva dos depocentros (Siqueira, 1989).

**Levantamentos aerogeofísicos na área**

A Fig. 2 é um mapa de anomalia Bouguer levantado pela Petrobrás para toda a Bacia dos Parecis. A região situa-se num alto gravimétrico, indicando uma menor espessura do pacote sedimentar. Neste local, de acordo com Barros & Caixeta (2003), o embasamento está a uma profundidade média de 2,3 km. Também é visível o contraste de densidades, melhor evidenciado no zoom da Fig. 2.

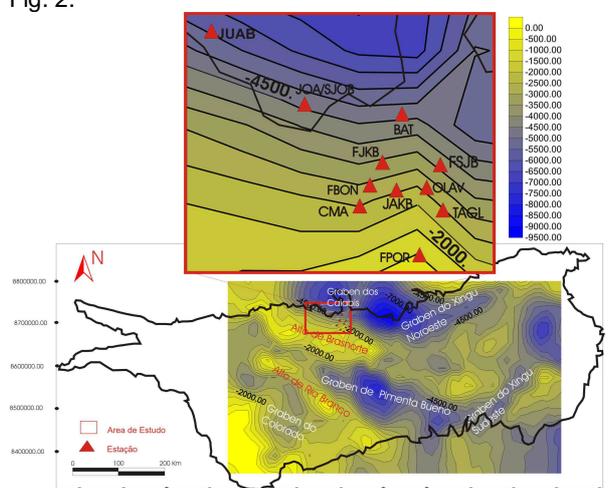


Figura 2 - Modelo 2D da Bacia de Parecis (Modificado de Braga et al., 1995).

Dados de aeromagnetometria levantados pela Petrobrás indicam também um forte contraste magnético na borda da Bacia, o que era de se esperar, pois a extremidade da Bacia coincide com uma zona de transição entre rochas da formação Caiabis e rochas da formação Dardanelos.

**Dados para a Função do Receptor**

Os dados utilizados para a Função do Receptor estão apresentados na Tabela 1.

Tabela 1 - Telessismos usados na FR.

N	Ano	Dia	H:m:s	Lat	Long	h(km)	m <sub>b</sub>	m <sub>s</sub>	Δ°	Az(°)	P(s°)
1	1999	277	13:57:38,7	-10,708	-75,666	33	5,5	5,0	18,078	269,8	12,2
2	1999	338	17:06:50,8	-28,452	-71,030	33	5,5	5,1	21,452	214,9	10,7
3	1999	324	21:52:51,1	-30,790	-71,836	33	5,1	4,8	23,708	212,5	9,14
4	1999	272	18:01:31,5	-30,815	-71,966	33	5,5	5,2	23,797	212,7	9,13
5	1999	335	19:23:07,6	17,894	-82,403	10	5,8	5,7	38,117	379,0	8,42
6	1999	273	16:31:16,6	16,197	-96,872	63	6,6	0	47,726	304,1	7,74
7	1999	316	16:57:19,7	40,730	-31,122	10	6,3	7,5	96,002	49,8	4,51

**Resultados**

Com a aplicação da SR aos dados de duas explosões de calibração, determinou-se o modelo de velocidades da Tabela 2 (Barros e Caixeta, 2003). A Fig. 3 mostra as FRs radiais obtidas para os telessismos da Tabela 1 e a Fig. 4, as duas FRs selecionadas para o empilhamento.

Tabela 2 - Modelo de velocidades obtido por SR (v<sub>P</sub>/v<sub>S</sub> = 1,74).

Camada	Espessura	Vp(km/s)	Vs(km/s)	r(gr/cm <sup>3</sup> )	s
1	0,000	3,800	2,184	2,650	0,250
2	0,300	5,900	3,390	2,700	0,250
3	2,000	6,200	3,563	2,750	0,250
4	15,000	6,800	3,908	2,780	0,250
5	∞	8,200	4,713	2,800	0,250

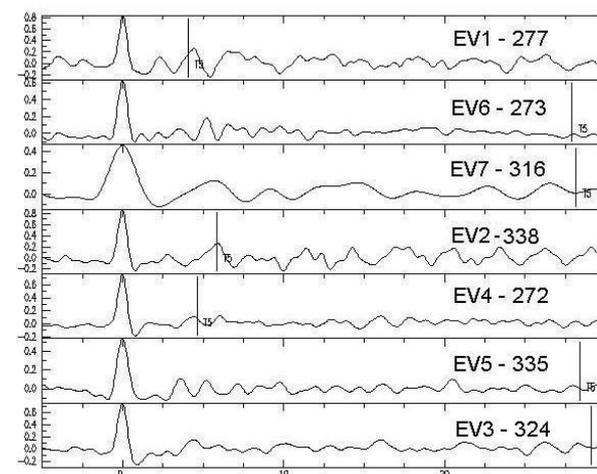


Figura 3 - Funções do Receptor radiais para os telessismos: 1) 277, 2) 338, 3) 324, 4) 272, 5) 335, 6) 273 e 7) 316 da Tabela 1.

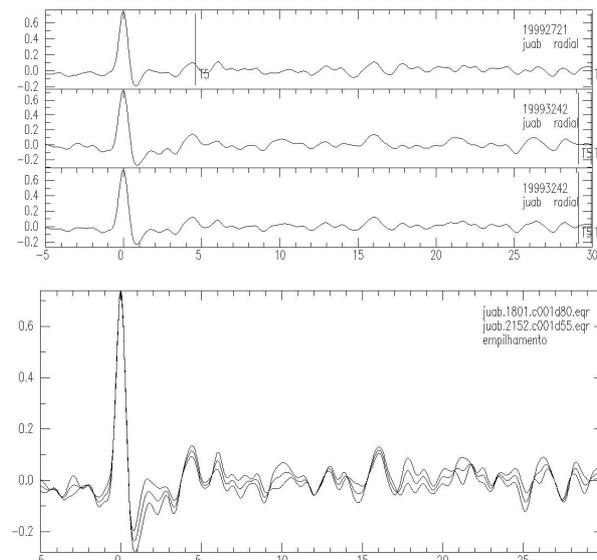


Figura 4 - Função do receptor radial [Superior: evento 1999/344, delta = 23,7, Az = 212,5 e p = 9,14; central evento 1999/272, delta = 23,8, Az = 212,7 e p = 9,13; inferior: empilhamento (RF1 + RF2)/2] e resultado do empilhamento das funções do receptor correspondentes (à direita).

As diferenças de tempo de percurso das fases Ps e P (t<sub>ps</sub> - t<sub>p</sub>) é dependente da espessura média da crosta, das velocidades médias (V<sub>P</sub> e V<sub>S</sub>) e da razão V<sub>P</sub>/V<sub>S</sub> (Zandt et al., 1995). Essa diferença para dados telessísmicos é dada por:

$$t_{ps} - t_p = h \left[ (V_S^{-2} - p^2)^{1/2} - (V_P^{-2} - p^2)^{1/2} \right] \quad (12)$$

$$\text{onde } h = (t_{ps} - t_p) / \left[ (V_S^{-2} - p^2)^{1/2} - (V_P^{-2} - p^2)^{1/2} \right] \quad (13)$$

A diferença de tempo de percurso (t<sub>ps</sub> - t<sub>p</sub>) é de 4,5s, o parâmetro do raio médio é igual a 0,0829 e as

velocidades médias do modelo adotado são  $V_p = 6,35$  e  $V_s = 3,65$ . Levando esses valores na equação acima, temos que a profundidade da Moho é de 36 km.

Tabela 3 - Dados para a equação 13.

#	tps-tp	$\sigma^2$	$V_s^{-2}$	$\sigma^2$	$(V_s^{-2} - \sigma^2)^{1/2}$	$V_p^{-2}$	$(V_p^{-2} - \sigma^2)^{1/2}$	H(km)
1	4.5	0,012037	0,07506	0,012037	0,251044	0,024800	0,112974	32,59
2	5.0	0,009259	0,07506	0,009259	0,256517	0,024800	0,124664	37,92
3	4.6	0,006756	0,07506	0,006756	0,261351	0,024800	0,134328	36,21
4	5.4	0,006741	0,07506	0,006741	0,261379	0,024800	0,134383	42,52
5	5.0	0,005733	0,07506	0,005733	0,263299	0,024800	0,138082	39,93
6	5.0	0,004845	0,07506	0,004845	0,264982	0,024800	0,141263	40,41
7	5.4	0,001645	0,07506	0,001645	0,270952	0,024800	0,152168	45,46

## Discussão e conclusões

A técnica da Função do Receptor é uma importante ferramenta para se determinar a estrutura crustal usando dados de estações triaxiais. Foram calculadas 7 FR utilizando-se dados de telessismos com magnitudes (mb) variando entre 5.0 e 6.6, com distâncias epicentrais ( $\Delta$ ) maiores que  $18^\circ$  e menores que  $96^\circ$ . Apesar de poucos dados, foi possível obter uma espessura de crosta de 36 km, por meio do empilhamento de duas funções.

É importante ressaltar que essa técnica exige mais clareza da fase  $P_s$ , pois os resultados são muito sensíveis a este parâmetro. É necessário também utilizar dados de telessismos mais distantes, bem como testar outros valores de parâmetros N-G e filtros Gaussianos, com diferentes frequências de corte. Utilizou-se um único valor NG (0,001) e um parâmetro fixado em 3.

O modelo 1-D e o resultado da FR foram integrados à geologia na interpretação crustal da área (Fig. 5). A Estação JUAB está situada sobre rochas granito-gnáissicas, enquanto que as estações utilizadas para o modelo 1-D estão sobre rochas sedimentares e vulcano-sedimentares. Por isto, o embasamento situa-se a profundidades diferentes em JUAB e na área da Rede Sismográfica Local de Porto dos Gaúchos.



Figura 5 - Modelos 1-D e da Função do Receptor.

A velocidade  $V_p = 3.9$  Km/s foi obtida para profundidades de 0 a 300 m e pode ser reflexo de rochas sedimentares, como arenitos, folhelhos e conglomerados (camada 1), presentes na Formação Fazenda da Casa Branca. De 300 a 2300 m,  $V_p = 5.9$  Km/s, associada a rochas supracrustais mesoproterozóicas do Grupo Caiabis, responsável pelo aumento na velocidade das ondas P, devido às intercalações basálticas e diques de diabásio

da Formação Arinos (camada 2). A velocidade de  $V_p = 6.2$  Km/s foi obtida experimentalmente para um conjunto rochoso com 15 Km de espessura, cuja base encontra-se a 17.300 m de profundidade (camada 3). Essa camada apresenta velocidade média de rochas gnáissicas, com composição granítica a tonalítica, comum em áreas cratônicas. Abaixo de 17.3 Km de profundidade a velocidade das ondas P aumenta para 6.82 Km/s, comum em migmatitos e milonitos. Essa mudança de velocidade provavelmente reflete a descontinuidade de Conrad. A profundidade de 36 Km é interpretada como a descontinuidade de Moho, pontualmente abaixo da Estação JUAB. O modelo final para a área da rede sismográfica local é relativamente concordante com o de Braga & Siqueira (1995). No entanto, a FR discorda desses dados, uma vez que a Estação JUAB situa-se diretamente sobre o embasamento (Granito São Romão), aflorante na área.

## Agradecimentos

Os autores agradecem ao Dr. L. F. S. Braga pela cessão dos dados do modelo 2D da Bacia e ao Dr. George S. L. A. de França pelo ensinamento da técnica FR.

## Referências bibliográficas

- ASSUMPTÃO, M. & SUÁREZ, G. (1988). Source mechanisms of moderate-size earthquakes and stress orientation in mid-plate S. America. *Geop. J.*, 92.
- AMMON, C. J. (1991). An overview of the Receiver-Function Analysis. <http://eqseis.geosc.psu.edu/>
- AMMON, C. J. (1991). The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 81, nº 6, pp. 2504-2510.
- BARROS, L.V., MARZA, V., CAIXETA, D.F., & CARVALHO, J.M. (2001) Seismic Sequence in Porto dos Gaúchos/MT - Brazil After March/1998 Mainshock: Preliminary results: Submitted to the 6<sup>th</sup> Intern. Congr. of the Brazilian Geop. Society, 4p.
- BARROS, L. V. & CAIXETA, D.F. (2003). One-Dimensional Multilayer Velocity Model for Porto dos Gaúchos/MT. 8<sup>o</sup> SBGf, de 14 a 18/09/2003, 6pp.
- BRAGA, L.F.S. & SIQUEIRA, L. P. (1995). Three dimensional gravity modelling of the basement topography beneath Parecis Basin, Brazil, constrained by spectral estimates of depth to magnetic sources. 5<sup>th</sup> Latin Amer. Petr. Cong, Rio de Janeiro, Brazil.
- LANGSTON, C. A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, 84, 4749-4762.
- OPPENHEIM, & SCHAFFER (1975). *Digital Signal Processing*, Prentice-Hall, 585pp.
- OWENS, T. J., ZANDT, G. TAYLOR, S. R. (1984). Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms, *J. Geophys. Res.*, 89, 7783-7795, 1984.
- SIQUEIRA, L. P. (1989). Bacia dos Parecis. *Geociências PETROBRAS*, 3(112):3-16.
- ZANDT, G., MYERS, S. C. & WALLACE, T. C. (1995). Crust and mantle structure across the Basin and Range - Colorado plateau at  $37^\circ$  N latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism, *J. Geophys. Res.* 100, 10.529-10.548.