



Tomografia com velocidade de grupo de ondas Rayleigh na região sudeste do Brasil

Jorge Luis de Souza e Newton Pereira dos Santos, MCT - OBSERVATÓRIO NACIONAL

Copyright 2003, SBGF - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation at the 8th International Congress of The Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, 14-18 September 2003.

Contents of this paper was reviewed by The Technical Committee of The 8th International Congress of The Brazilian Geophysical Society and does not necessarily represents 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

Rayleigh wave dispersion curves obtained at twenty-three IRIS seismological stations were used to image group velocities throughout southeastern Brazil. The main geological provinces of the area were clearly identified in the tomographic maps. Two group velocity maps show a strong lateral variation across Paraná basin, which was associated with both gravity and geoid anomalies found in regional studies in the area (Molina et al., 1989; Molina and Ussami, 1999). These images also suggest the presence of a high velocity zone in the lower crust, along the coastal region, such as proposed by Molina et al. (1989) beneath the northern part of the Paraná basin. A circular high velocity anomaly around Brasilia was found in this study. It is surrounded by low group velocity anomalies, which are probably related to sedimentary rocks. This high group velocity anomaly seems to be associated with Goiás Massif and it has a more uniform behavior than south São Francisco craton.

Introdução

A região sudeste do Brasil pode ser considerada como a parte do território nacional mais bem estudada do ponto de vista geofísico. Do ponto de vista regional, o conhecimento acerca das propriedades físicas sobre o interior do planeta na região ainda é muito precário. A baixa densidade de estações sismológicas no Brasil, bem como a pobre distribuição das mesmas através do território nacional, somada ao alto grau de obsolescência dos equipamentos que compõem as poucas estações sismológicas brasileiras da antiga WWSSN, podem ser considerados como os principais fatores responsáveis pelo precário conhecimento, através de métodos sísmicos, sobre o interior da Terra no território brasileiro.

Recentemente, algumas instituições internacionais, tais como IRIS, GEOSCOPE, GEOFON, têm instalado na América do Sul e regiões limítrofes várias estações sismográficas, equipadas com o estado da arte em termos de instrumentação sismológica, as quais têm permitido o avanço de pesquisas na área de Sismologia no Brasil.

Uma grande quantidade de registros digitais, obtidos em vinte e três estações sismológicas do consórcio norte-americano IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology), está sendo usada numa investigação detalhada a respeito da estrutura e composição da litosfera da região sudeste do Brasil.

Teoria e Método

Suponha m trajetórias de ondas sísmicas superficiais do tipo Rayleigh entre a fonte e o receptor. Dividindo a área de estudo em n células e admitindo que o tempo total de propagação entre a fonte e a estação seja a soma dos tempos de propagação em cada célula, então para um dado período (T), a velocidade de grupo teórica total ($V_i(T)$, $i = 1, 2, \dots, m$) pode ser calculada a partir das velocidades teóricas em cada célula ($v_j(T)$, $j = 1, 2, \dots, n$). Assim, para a i -ésima trajetória tem-se (Feng & Teng, 1983)

$$\frac{1}{U_i(T)} - \frac{1}{V_i(T)} = \sum_{j=1}^n \frac{d_{ij}}{D_i} \left[\frac{1}{u_j(T)} - \frac{1}{v_j(T)} \right] \quad (1)$$

onde $U_i(T)$ é a velocidade de grupo observada ao longo da i -ésima trajetória, $u_j(T)$ é a velocidade de grupo para a j -ésima célula, D_i é o comprimento total da i -ésima trajetória e d_{ij} é o comprimento da i -ésima trajetória na j -ésima célula.

A equação (1) pode ser reescrita na forma matricial da seguinte forma

$$y = A x \quad (2)$$

onde y representa um vetor $m \times 1$ contendo os resíduos, x é um vetor $n \times 1$ formado pelos parâmetros desconhecidos e A é uma matriz $m \times n$ que relaciona os parâmetros do modelo às observações. A solução da equação (2) em termos de mínimos quadrados amortecidos é dada pela expressão

$$x = (A^T A + \theta^2 I)^{-1} A^T y \quad (3)$$

onde θ^2 é o parâmetro de Levenberg-Marquardt, A^T é a matriz transposta de A e I é a matriz identidade. Logo, as expressões para as matrizes resolução (R) e covariância (C) são dadas por

$$R = (A^T A + \theta^2 I)^{-1} A^T A \quad (4)$$

$$C = \sigma^2 (A^T A + \theta^2 I)^{-1} A^T A (A^T A + \theta^2 I)^{-1} \quad (5)$$

onde σ^2 é a variância nas observações.

Dados

Registros digitais de vinte e três estações sismológicas pertencentes ao IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology), localizadas tanto na parte continental quanto na parte oceânica da placa tectônica Sul-Americana, foram utilizados neste estudo. A localização geográfica das estações e dos epicentros dos eventos sísmicos utilizados estão disponíveis na Figura 1. Um total 1082 eventos sísmicos foram usados na obtenção das curvas de dispersão entre a fonte sísmica e a estação, através da Técnica da Filtragem Múltipla (Dziewonski et al., 1969). Estes eventos sísmicos

geraram 3134 curvas de dispersão, entre a fonte sísmica e a estação sismográfica, numa faixa de período que varia entre 10 e 102 segundos. Dentro desta faixa de períodos, foram escolhidos vinte e dois para a construção dos mapas de velocidade de grupo. O número de trajetórias fonte-estação para cada um dos períodos selecionados são mostrados na Figura 2.

Usando uma projeção cartográfica precisa (Bomford, 1971), a qual produz um erro da ordem de 1 milímetro em qualquer distância epicentral, e considerando uma célula de $2^\circ \times 2^\circ$ na região de interesse foi possível construir mapas de densidade de trajetórias para os 22 períodos selecionados. Mapas correspondentes a oito períodos são apresentados na Figura 3. Considerando o período com o menor número de trajetórias fonte-estação (Figura 3 - 102.40 s), observa-se que o menor número de raios numa célula é da ordem de 10 na região da célula 2218 (Figura 6). O maior número de trajetórias por célula (≈ 530) encontra-se na região de Brasília (célula 2289 - Figura 6).

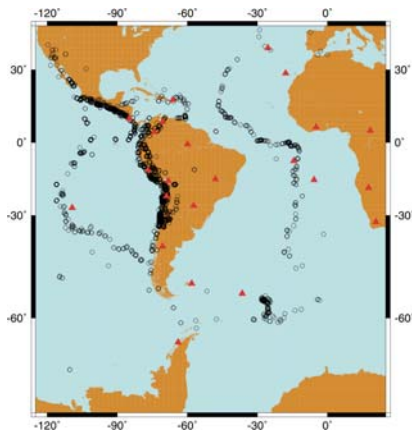


Figura 1. Mapa mostrando os epicentros (círculos) e estações (triângulos) usados neste trabalho.

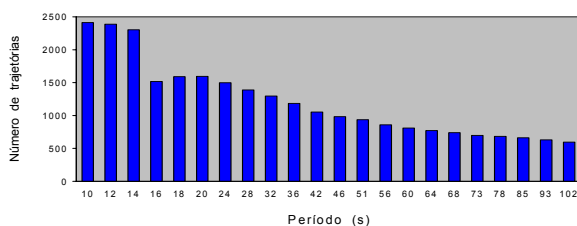


Figura 2. Número de trajetórias das ondas Rayleigh entre a fonte sísmica e o receptor para cada período escolhido neste estudo.

Mapas de Velocidade de Grupo

A região definida na Figura 1 foi dividida em células de $2^\circ \times 2^\circ$ e a equação (1) foi utilizada na solução do sistema de equações. A velocidade de grupo de cada célula que compõe o grid de interesse foi determinada para cada período analisado. As velocidades de grupo estimadas para cada célula foram então relacionadas à velocidade de grupo do modelo PREM (Preliminary Reference Earth Model - Dziewonski & Anderson, 1981) e os desvios percentuais relativos ao modelo de referência foram então representados em mapas bidimensionais, através do GMT (Generic Mapping Tools - Wessel & Smith,

1991). Os mapas de velocidade de grupo para os oito períodos apresentados neste estudo são mostrados na Figura 4.

Os erros nas estimativas da velocidade de grupo nas células é da ordem de 3% e as variações laterais são sempre superiores a este valor. Isto mostra que as variações observadas são representativas da estrutura interna.

Devido a grande quantidade de estimativas de resolução, ou seja, 48 células \times 22 períodos (1056), foi necessário classificar os resultados da resolução para facilitar a análise dos mapas tomográficos. Assim, utilizou-se os seguintes critérios: resolução boa (amplitude maior que 0.5 e com rápido decaimento em torno do ponto central - Figura 5) e resolução ruim (amplitude menor que 0.5 e decaimento monótono em torno do ponto central - Figura 5). Na Figura 6 são mostradas as classificações para os oito períodos considerados neste estudo. Assim, células com um "X" significa que sua resolução é ruim, enquanto células sem um "X" significa que a célula tem boa resolução. De um total de 392 estimativas de resolução, 66 apresentaram resolução ruim. Isto significa que 83% do total foi classificado como boa resolução. A medida que a densidade de trajetórias diminui (Figura 3), o número de células com "X" aumenta, o que confirma a ideia básica que a resolução está diretamente relacionada ao número de trajetórias nas diferentes células que formam o grid de estudo (Figura 6).

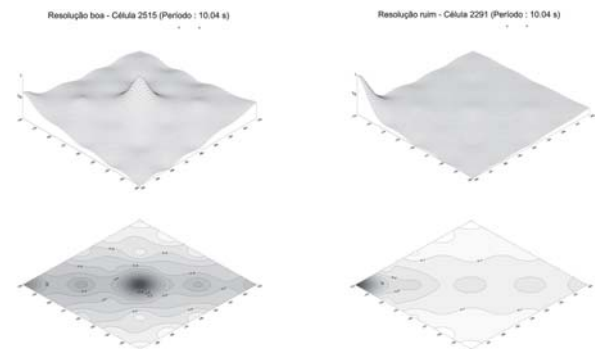


Figura 5 - Exemplos de resolução em duas células e períodos distintos. É importante observar tanto o valor da amplitude quanto o decaimento (spreading) em torno do ponto central.

O espalhamento das amplitudes, nas células que apresentam uma boa resolução, é restrito a uma única célula. Assim, as menores anomalias a serem consideradas neste estudo devem ter dimensões da ordem de 222 km, ou seja, uma célula. Esse valor é menor que a metade daqueles apresentados em recentes estudos tomográficos na América do Sul (Silveira et al., 1998; Vdovin et al., 1999; van der Lee et al., 2001; Silveira & Stutzmann, 2002).

Conclusões

Os resultados do processo de inversão mostram que as velocidades de grupo nas diferentes células que formam o sudeste brasileiro são sensíveis às variações laterais no interior da Terra. As variações nas velocidades de grupo são sempre maiores que os erros nas estimativas

das velocidades nas células (em torno de 3% em média) e, portanto, estão associadas às variações nas propriedades físicas do meio.

Os limites superficiais das províncias estruturais brasileiras (Almeida et al., 1981) foram sobrepostos aos mapas tomográficos na busca de prováveis correlações. De um modo geral, os mapas representam muito claramente as diferentes províncias que formam a região sob investigação. A concordância dos limites das províncias estruturais com as respectivas variações laterais nos mapas de velocidade grupo, os quais representam diferentes partes do interior da litosfera na região, revelam que tais limites são mantidos em profundidade (Figura 4).

As diferentes províncias geológicas foram claramente identificadas nos mapas de velocidade de grupo. Os tomogramas de 20.08 e 32.00s (influenciados pela crosta média e inferior – de 15 a 30 km de profundidade) mostram um forte contraste lateral na velocidade de grupo que se estende desde a Bacia do Paraná (seguindo o Rio Paraná) até a região de Brasília, numa direção NE-SW. Estudos gravimétricos na parte norte da Bacia do Paraná (Molina et al., 1989) mostram a presença de um alto gravimétrico, com amplitude variando entre 30 e 40 mGal, o qual tem sido associado à presença de material de alta densidade na crosta média – inferior, proveniente do manto superior terrestre. Mapas de anomalias do geóide de comprimento de onda intermediário (Molina and Ussami, 1999) tem confirmado a presença desta anomalia.

Um outro aspecto importante observado nos tomogramas de 20.08 e 32.00s é a predominância de altos valores de velocidade de grupo ao longo de toda a porção costeira do grid, a qual sugere a presença de zonas de alta velocidade sísmica.

Duas situações distintas podem ser observadas nos mapas de 20.08 e 32.00s (Figura 4). Em 20.08s, os mais altos valores de velocidade de grupo encontram-se alinhados na direção N-S, ao longo da Província São Francisco. A coincidência com o limite definido por Almeida et al. (1981) é claramente visível. Em 32.00s, ou seja, um pouco mais profundo, a concentração de altos valores de velocidade de grupo passa a ser no Sul do cráton do São Francisco. Em resumo, a medida que a profundidade aumenta o Sul do cráton se torna um núcleo isolado.

Um outro aspecto importante observado neste estudo é a presença do núcleo de alta velocidade de grupo, na forma circular, na região de Brasília e que se estende até grandes profundidades (Figura 4). O centro desta anomalia (48°W, 16°S) encontra-se na região mais antiga da Província Tocantins (Maciço Goiás) formada por rochas com idades acima de 2600 Ma (Almeida et al., 1981). A anomalia está visivelmente cercada por pacotes sedimentares (períodos de 10.04 e 16.00s - Figura 4), em baixo pelo cinturão dobrado Uruaçu e em cima pelo cinturão dobrado do Brasileiro. Na verdade, a anomalia de alta velocidade de grupo está cercada por sedimentos, os quais são representados pelos baixos valores de velocidade de grupo.

A região do Maciço Goiás se apresenta em termos de velocidade mais uniforme que o sul do cráton do São Francisco e se estende compacto até grandes profundidades. Entretanto, esta região é considerada, geologicamente, mais jovem que o cráton do São Francisco. Os resultados obtidos neste estudo mostram que o Maciço Goiás aparece mais bem definido como um núcleo cratônico que o sul do cráton do São Francisco. Assim, poderia o Maciço Goiás ser mais antigo do que o proposto na literatura ?

Agradecimentos

Os autores agradecem ao IRIS pelos dados usados neste estudo, à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) por ter financiado o equipamento usado no desenvolvimento desta pesquisa.

Referências Bibliográficas

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. and Fuck, R.A.**, 1981, Brazilian structural Provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, **17**: 1-29.
- Bomford, G.**, 1971, *Geodesy*. Oxford, University Press, 731pp.
- Dziewonski, A., Bloch S., and Landisman, M.**, 1969, A technique for analysis of transient seismic signals. *Bull Seism. Soc. Am.* **59**: 427-444.
- Dziewonski, A. M. and Anderson, D. L.**, 1981, Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and planetary Interiors*. **25**: 297-356.
- Feng, C. C. and Teng, T. L.**, 1983, Three-Dimensional Crust and Upper Mantle Structure of the Eurasian Continent. *J. Geophys. Res.*, **88**: 2261-2272.
- Molina, E. C., Ussami N., Sá N. C. and Blitzkow, D.**, 1989, Interpretação dos dados gravimétricos da parte norte da bacia do Paraná. *Ver. Bras. Geoc.*, **19**, 187-196.
- Molina, E. C. and Ussami, N.**, 1999, The geoid in southeastern Brazil and adjacent regions : new constrains on density and thermal state of the lithosphere, *J. Geodynamics*, **28**, 357-374.
- Silveira, G., Stutzmann, E., Griot, D., Montagner, J. P. and Mendes, V. L.**, 1998, Anisotropic tomography of the atlantic ocean from Rayleigh surface waves. *Phys. Earth and Planet. Int.* **106**, 257-273.
- Silveira, G. and Stutzmann, E.**, 2002, Anisotropic tomography of the atlantic ocean. *Phys. Earth and Planet. Int.* **132**, 237-248.
- Van der Lee, S., James, D. E. and Silver, P.**, 2001, Upper mantle S velocity structure of central and western South America. *J. Geophys. Res.* **106**, 30821-30834.
- Vdovin, O., Rial, J. A., Levshin, A. L. and Ritzwoller, M. H.**, 1999, Group-velocity tomography of the South America and the surrounding oceans. *Geophys. J. Int.* **136**: 324-340.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F.**, 1991, Free software helps map and display data, *EOS Trans. Am. Geophys. Un.* **72**, 441.

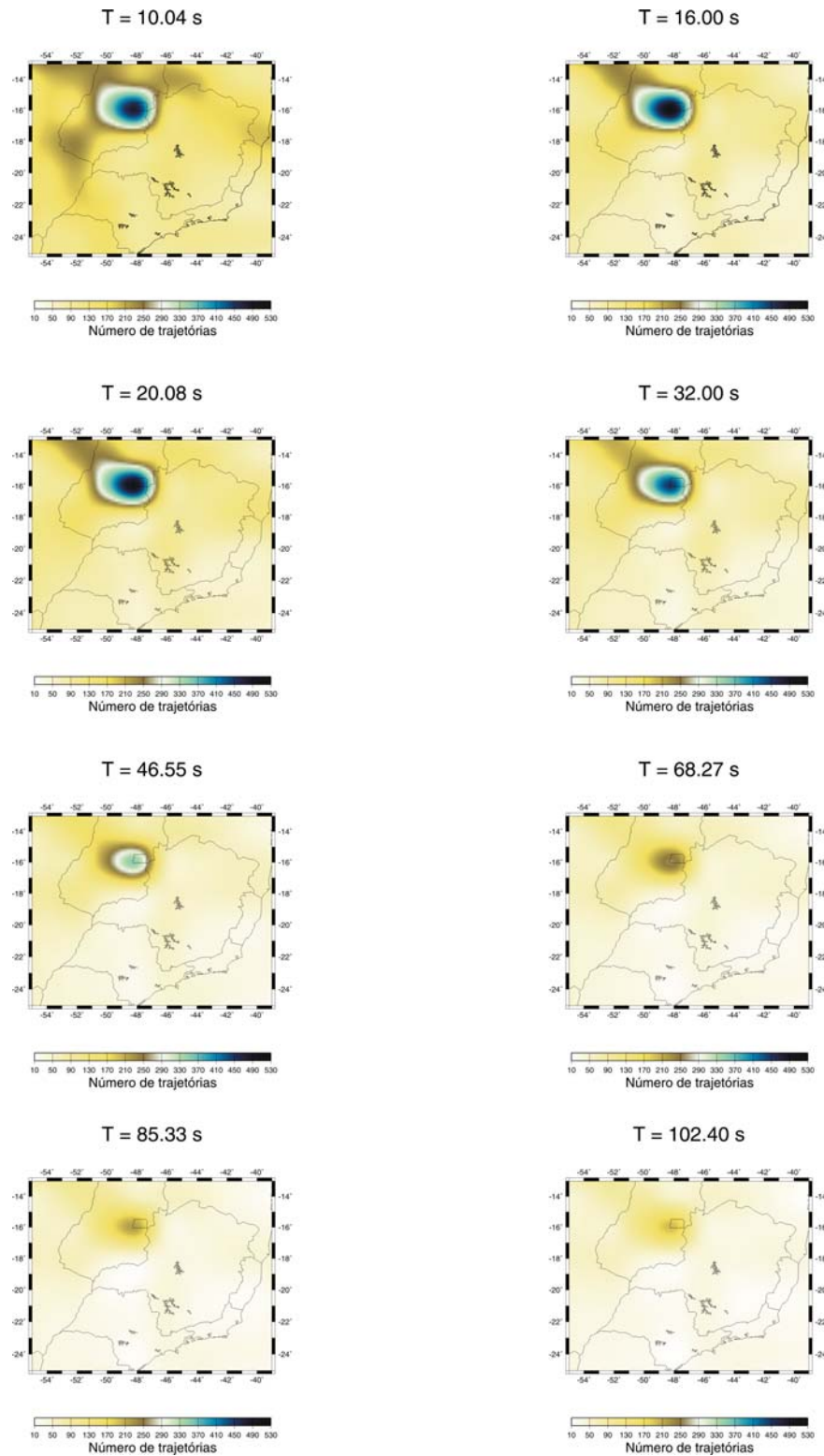


Figura 3 – Mapas mostrando a distribuição de trajetórias fonte-estação, para os diferentes períodos (T), na região de estudo.

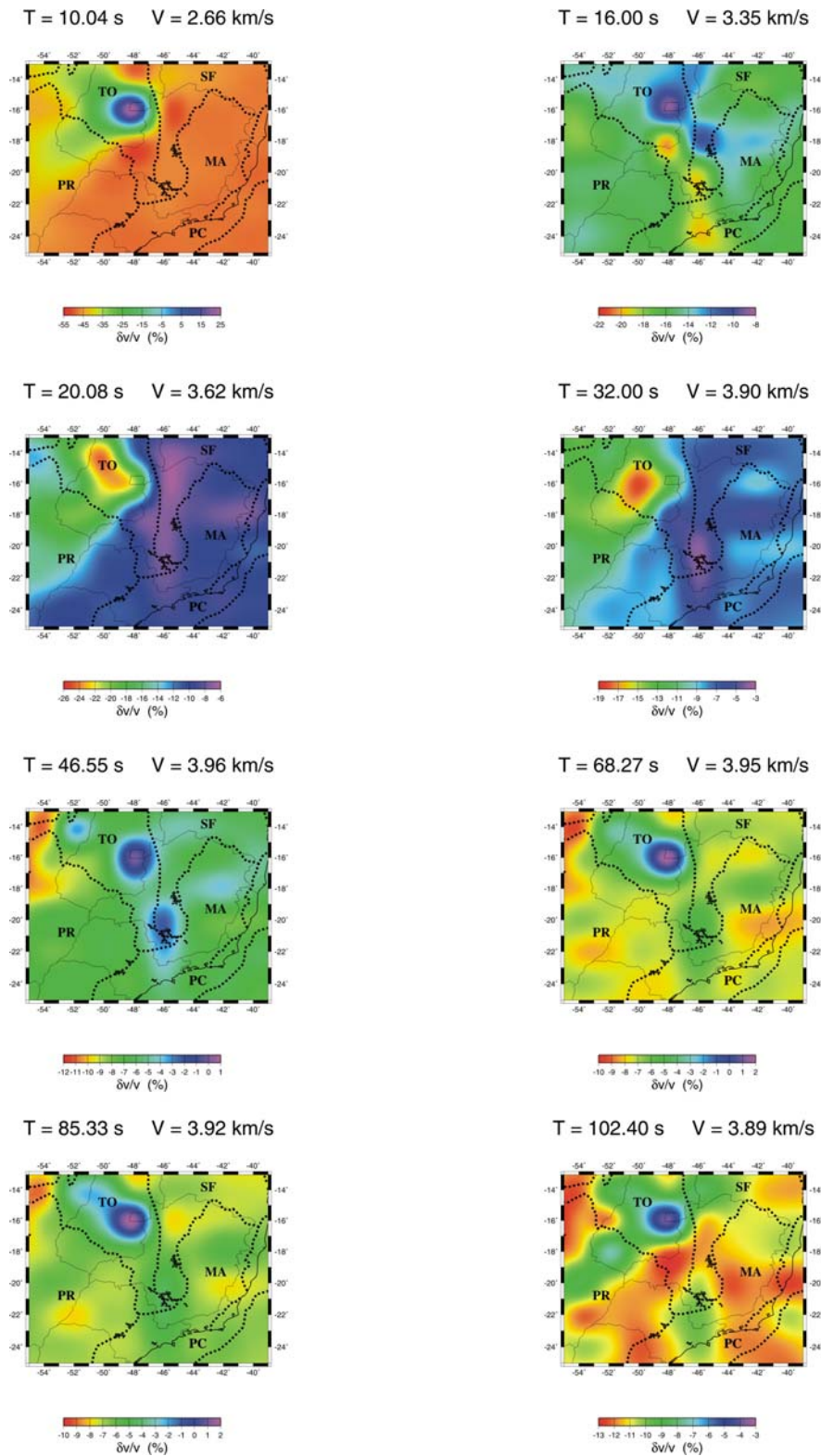


Figura 4 – Mapas representando a variação percentual da velocidade de grupo estimada em relação à velocidade do modelo de referência (PREM). T é o período e V é a velocidade de grupo do PREM. As linhas pontilhadas são os limites das províncias estruturais (PC – Província Costeira, PR – Província Paraná, TO – Província Tocantins, SF – Província São Francisco e MA – Província Mantiqueira).

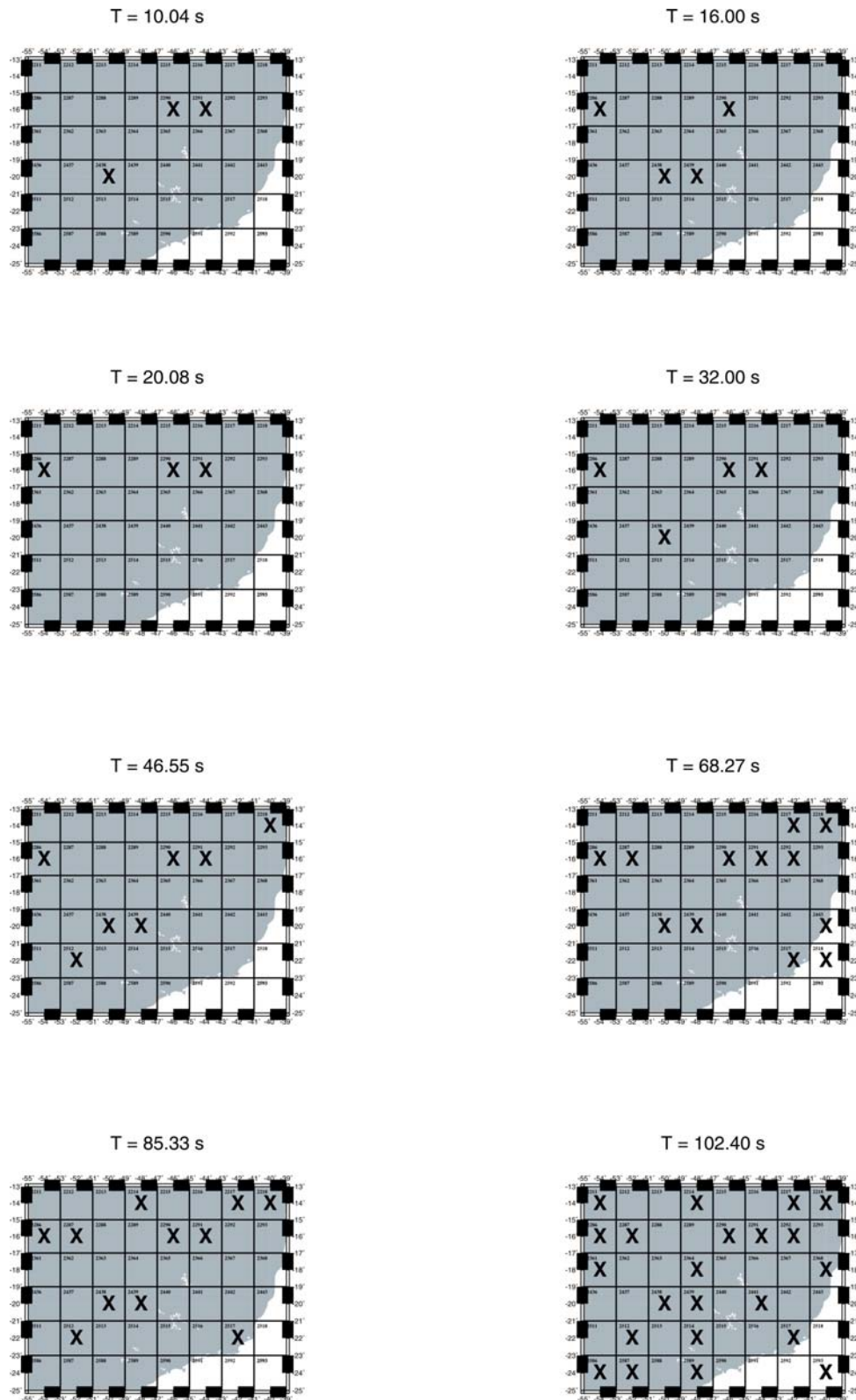


Figura 6 – Mapa mostrando as células com resolução ruim (X) e células com resolução boa (sem X), para os diferentes períodos (T). Note que a maioria das células são resolvidas de acordo com padrão apresentado na Figura 5. Os números nas células são usados para identificação das mesmas.