



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG

**SISMICIDADE, ESFORÇOS TECTÔNICOS E ESTRUTURA CRUSTAL
DA ZONA SÍSMICA DE PORTO DOS GAÚCHOS/MT.**

Lucas Vieira Barros

TESE DE DOUTORADO N° 099

Orientador: Marcelo Assumpção
Co-orientador: Ronnie Quintero

Brasília, 29 de janeiro de 2010.



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG

**SISMICIDADE, ESFORÇOS TECTÔNICOS E ESTRUTURA CRUSTAL
DA ZONA SÍSMICA DE PORTO DOS GAÚCHOS/MT.**

Lucas Vieira Barros

TESE DE DOUTORADO N° 099

Orientador: Marcelo Assumpção
Co-orientador: Ronnie Quintero

Brasília, 29 de janeiro de 2010.



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

**SISMICIDADE, ESFORÇOS TECTÔNICOS E ESTRUTURA CRUSTAL
DA ZONA SÍSMICA DE PORTO DOS GAÚCHOS/MT**

Lucas Vieira Barros

Tese de doutorado apresentada junto ao curso de Pós-Graduação em Geologia – Área de concentração Processamento de Dados em Geologia e Análise Ambiental, para obtenção do título de Doutor em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Assumpção
Co-orientador: Prof. Dr. Ronnie Quintero

Brasília, 29 de janeiro de 2010.



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

FOLHA DE JULGAMENTO

Título: SISMICIDADE, ESFORÇOS TECTÔNICOS E ESTRUTURA CRUSTAL DA ZONA SÍSMICA DE PORTO DOS GAÚCHOS/MT.

Candidato: Lucas Vieira Barros.

Programa: Pós-Graduação em Geologia – Área de concentração Processamento de Dados em Geologia e Análise Ambiental, para obtenção do título de Doutor em Geologia.

Data da defesa: 29 de janeiro de 2010.

Banca examinadora:

Prof. Dr. Aderson Farias do Nascimento - UFRN

Prof. Dr. Augusto C. B. Pires – IG/UnB

Prof. Dr. José Oswaldo de Araújo Filho – IG/UnB

Prof. Dr. Jesus Berrocal – IAG/USP

Prof. Dr. Marcelo Assumpção – IAG/USP

“Intraplate Earthquakes Know no Boundaries”.

Nome de um Simpósio sobre sismicidade intraplaca promovido pela American Geophysical Union em sua reunião de San Francisco, de dezembro de 2007.

“How wonderful that we have met with a paradox. Now we have some hope of making progress”

Niels Bohr

Agradecimentos

Esta tese, embora escrita nos últimos dois anos e meio, começou a ganhar forma há muito tempo; provavelmente no dia 11 de março de 1998, quando, como chefe do Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (SIS/UnB), visitei a região de Porto dos Gaúchos, um dia após o terremoto de 5,2 m_b e MMI VI, que causou um grande susto às populações do centro-norte do Estado de Mato Grosso. Aquela experiência me impactou de forma especial. Engenheiro eletrônico e mestre em engenharia de telecomunicações, então dedicado aos equipamentos sismográficos e ao tratamento dos sinais sísmicos, vi despertar o gosto pela ciência dos terremotos e seus fascínios. Nascia ali o compromisso com o estudo mais sistemático de sismologia, que resultou na presente tese, focada na zona sísmica mais importante do Brasil.

Registro minha gratidão às várias pessoas que contribuíram com este trabalho. Em primeiro lugar, ao Prof. Marcelo Assumpção, do IAG/USP, meu orientador, pela confiança, disposição e excelente orientação, que, na exigüidade do tempo me recebeu em São Paulo em feriados e fins de semana, exatamente quando o trabalho mais avançou. Ao Dr. Ronnie Quintero, do Observatório Vulcanológico e Sismológico da Universidade Nacional Costa Rica, meu co-orientador, que transformou os nossos encontros em cursos e congressos internacionais (e mesmo suas férias em Brasília) em momentos de grandes progressos, particularmente nas ferramentas computacionais utilizadas nesta tese. Ao Prof. Vasile Marza (*in memoriam*), o meu primeiro orientador. A todo o *staff técnico* do SIS/UnB, particularmente àquelas pessoas que me ajudaram na difícil tarefa de obter dados em uma região distante e parcialmente recoberta pela floresta amazônica, bem como montar um banco de dados com informações de sete mil tremores de terra: Daniel Caixeta, Juraci Mário de Carvalho, Isaú Paiva Gomes (*in memoriam*), Darlan Portela Fontenele, Kate Tomé e Daniel Linhares. Aos geólogos Vinicius Martins Ferreira, Ranielle Noletto Paz, Cristiano Chimpliganond e Cristiano Rancan, pelas inúmeras discussões sobre a geologia da área. Ao pessoal do setor administrativo do SIS/UnB, que me ajudou na preparação das viagens, impressões e correções de textos: Edna Leoni, Pedro Andrade, Zilá das Graças, Luzia de Freitas, Rosivânia Alencar e Edivonete Nunis.

Especialmente tocante foi a compreensão de meus familiares, que torceram e rezaram pelo meu sucesso. Como são muitos, cito apenas os nomes da filhinha Vesna Resende Barros, de Sylrene Resende e de meu cunhado, João Gomes Neto, exemplo de vida para todos nós. Agradeço aos amigos engenheiros eletrônicos: Raimundo Saraiva, Luciano Brasil, Francisco de Assis, Roberto P. Martins, Gilberto Alves, Luiz. F. R. Molinaro e Sebastião do Nascimento e à amiga Arlete Torres, que não me tiraram de suas agendas depois de infinitas ausências.

Finalmente, agradeço aos fazendeiros Selso Rosato, Olavo Webber, José Kavichioli e Jackson, pela permissão para instalar estações em suas terras e aos operadores de estações José Aparecido e Oscar Almeida.

Esta é a primeira tese de doutorado em sismologia defendida (e financiada) no Observatório Sismológico da Universidade de Brasília. É uma oportunidade, portanto, de prestar justa homenagem à pessoa que trouxe para a UnB, em 1968, a SISMOLOGIA, criando a então Estação Sismológica de

Brasília, que originou o atual SIS/UnB: professor Jesus Berrocal, o meu muito obrigado. “Os homens passam, mas as instituições ficam”.

Abstract

BARROS, L. V. **Seismicity, tectonic stresses and crustal structure of the Porto dos Gaúchos Seismic Zone/MT - Brazil, 2010** p. 146 Thesis (Doctor) – Instituto de Geociências – Universidade de Brasília, Brasília, 2010.

The largest earthquake observed in the stable continental interior of the South American plate occurred in Serra do Tombador, Mato Grosso state - Brazil, on January 31, 1955 with magnitude 6.2 m_b . Since then no other earthquake has been located near the 1955 epicentre. However, in Porto dos Gaúchos, 100 km northeast of Serra do Tombador, a recurrent seismicity has been observed since 1959. Both Serra do Tombador and Porto dos Gaúchos are located in the Phanerozoic Parecis basin such sediments overlies the crystalline basement of Amazon craton. Two magnitude 5 earthquakes occurred in Porto dos Gaúchos, in 1998 and 2005, with intensities up to VI and V, respectively. These two main shocks were followed by aftershock sequences lasting more than four years each, both studied by local seismic networks, deployed by the Seismological Observatory of the University of Brasilia. A local seismic refraction survey was carried out with two explosions to define a 1D velocity model for Porto dos Gaúchos seismic zone (PGSZ). Small earthquakes recorded at fifteen stations of both networks were used with receiver function technique to determine sediment thicknesses in PGSZ. The high velocity contrast between basement and sediments favors the generation of clear P-to-S converted phases (Ps) seen in the radial component, and also S-to-P conversions (Sp) seen in the vertical component. The results of receiver function integrated with the shallow refraction reveal that the basement depths in the PGSZ increases from the basin border in the north up to almost 600 m depth in the south. The velocity model proposed seems to be very stable and consistent: the receiver functions for different events have the same waveforms; a basement outcrop existing in the basin was clearly detected by the receiver function, and the stations located outside the basin (in the craton) did not show any converted phases. Estimative of coda wave attenuation was carried out in the frequency band of 1 to 24 Hz, with time-domain coda-decay method of a single backscattering model, to estimate frequency dependence of quality factor (Qc) of coda waves in PGSZ. Five different datasets were used according to the geotectonic environment as well as the ability to sample shallow or deeper structures, particularly the sediments of the Parecis basin and the crystalline basement of the Amazon craton. It was shown that the energy of coda waves is attenuated more strongly in the sediments than in the basement. Thus, the coda wave analysis can contribute to studies of geological structures in the upper crust, as the average coda quality factor is dependent on the thickness of sedimentary layer. Both the 1998 and 2005 earthquake sequences occurred in the same WSW-ENE oriented fault zone with right-lateral strike-slip mechanisms. The epicentral zone is near the northern border of Parecis basin, where there are buried grabens, generally trending WNW-ESE, such as the deep Mesoproterozoic Caiabis graben which lies partly beneath the Parecis basin. However, the epicentral distribution indicates that the 1998 and 2005 sequences are related to a N60°E fault which probably crosses the entire Caiabis graben. The Batelão seismogenic fault is located in a basement high, which is probably related with the same seismogenic feature responsible for the earthquakes in PGSZ. The 1955 earthquake, despite the uncertainty in its epicentre, does not seem to be directly related to any

buried graben either. The seismicity in the Porto dos Gaúchos seismic zone, therefore, is not directly related to rifted crust. The probable direction of the maximum horizontal stress near Porto dos Gaúchos is roughly E-W, consistent with other focal mechanisms further south in the Pantanal basin and Paraguay, but seems to be different from the NW-SE direction observed further north in the Amazon basin. The recurrent seismicity observed in Porto dos Gaúchos, and the large 1955 earthquake nearby, make this area of the Parecis basin one of the most important seismic zones of Brazil.

Resumo

BARROS, L. V. **Sismicidade, esforços tectônicos e estrutura crustal da Zona Sísmica de Porto dos Gaúchos/MT – Brasil, 2010** p. 146 Tese de Doutorado – Instituto de Geociências – Universidade de Brasília, Brasília, 2010.

O maior terremoto observado em todo o interior continental estável da placa Sul-Americana ocorreu na Serra do Tombador, Mato Grosso - Brasil, em 31 de janeiro de 1955, com uma magnitude de 6,2 m_b . Desde então, nenhum outro terremoto foi localizado perto do epicentro do terremoto de 1955. No entanto, em Porto dos Gaúchos, 100 km a nordeste da Serra do Tombador, uma sismicidade recorrente vem sendo observada desde 1959. Tanto a Serra do Tombador quanto Porto dos Gaúchos estão localizados na Bacia Fanerozóica dos Parecis, cujos sedimentos recobrem o embasamento cristalino do Cráton Amazônico. Dois sismos de magnitude 5 ocorreram em Porto dos Gaúchos, em 1998 e 2005, com intensidades VI e V, respectivamente. Esses dois choques principais foram seguidos de seqüências que duraram mais de quatro anos cada (inclusive com a de 2005 ainda em curso), ambas estudadas com redes sísmicas locais, implantadas pelo Observatório Sismológico da Universidade de Brasília. Um experimento de refração sísmica rasa foi realizado com duas explosões para definir um modelo velocidade 1D para a zona sísmica de Porto dos Gaúchos (ZSPG). Sismos de baixas magnitudes registrados em quinze estações de ambas as redes foram utilizados com a técnica de função do receptor para determinar as espessuras dos sedimentos na ZSPG. O alto contraste de velocidades entre o embasamento e os sedimentos favorece a geração de fase P convertida em S claras, fase (Ps), observada na componente radial e na função do receptor radial, e também de fase S convertida em P, fase (Sp), observada na componente vertical. Os resultados da função do receptor integrados com a refração sísmica rasa revelaram que a profundidade do embasamento na ZSPG aumenta da borda norte da bacia para cerca de 600 m de profundidade no sul da área de estudo. O modelo de velocidade proposto parece ser muito estável e coerente: as funções do receptor para diversos eventos têm a mesma forma de onda, o afloramento do embasamento existente no interior da bacia foi claramente detectado pela função do receptor, e as estações localizadas fora da bacia (no Cráton) não apresentaram fases convertidas. Estimativa da atenuação das ondas coda foi realizada na banda de 1 a 24 Hz, com o método do decaimento no domínio do tempo, usando o modelo do retro espalhamento simples, para estimar a dependência com a frequência do fator de qualidade (Qc) das ondas de coda na ZSPG. Cinco conjuntos de dados diferentes foram usados de acordo com o ambiente geotécnico a ser amostrado, bem como a capacidade de amostrar estruturas rasas e profundas, em particular os sedimentos da Bacia dos Parecis e o embasamento cristalino do Cráton Amazônico. Foi demonstrado que a energia das ondas coda é atenuada mais fortemente nos sedimentos do que no embasamento. Assim, a análise das ondas de coda pode contribuir para os estudos de estruturas geológicas na crosta superior, já que a média do fator de qualidade das ondas de coda é dependente da espessura da camada sedimentar. As seqüências de 1998 e de 2005 ocorreram na mesma falha transcorrente dextral de orientação WSW-ENE. A zona epicentral está próxima da borda norte da Bacia dos Parecis, onde existem grabens, geralmente de tendência WNW-ESE, como o Graben Mesoproterozóico dos Caiabis, que se

encontra parcialmente localizado sob a Bacia dos Parecis. No entanto, a distribuição epicentral e os mecanismos focais indicam que as seqüências de 1998 e de 2005 podem estar relacionadas com uma falha N60°E, que, provavelmente, cruza todo o Graben dos Caiabis. A falha sismogênica do Batelão está localizada em um alto do embasamento, que provavelmente está relacionado com a mesma feição responsável pelos terremotos da ZSPG. O terremoto de 1955, apesar da incerteza em seu epicentro, não parece estar diretamente relacionado com qualquer graben. A sismicidade da ZSPG, portanto, não está diretamente relacionada com crosta distendida. O sentido provável da tensão máxima horizontal perto de Porto dos Gaúchos é aproximadamente EW, compatível com outros mecanismos focais mais ao sul, nas bacias do Pantanal e do Paraguai, mas parece ser diferente da direção NW-SE observada mais ao norte na bacia amazônica. A sismicidade recorrente observada em Porto dos Gaúchos, e o grande terremoto de 1955 nas proximidades, fazem desta área da bacia do Parecis uma das zonas sísmicas mais importantes do Brasil.

Sumário

<i>Agradecimentos</i>	v
<i>Abstract</i>	vii
<i>Resumo</i>	ix
<i>Sumário</i>	xi
<i>Lista de figuras</i>	xvi
<i>Lista de tabelas</i>	xxvi
<i>Abreviaturas, siglas e definições</i>	xxviii

CAPÍTULO 1 - Introdução – a importância do tema

<i>1.1. Introdução</i>	1
<i>1.2. Objetivos da tese</i>	7
<i>1.3. Fontes dos dados</i>	8
<i>1.4. Importância da Tese</i>	9
<i>1.5. Características da sismicidade brasileira</i>	10
<i>1.6. Atualização da sismicidade de Porto dos Gaúchos até agosto de 2009</i>	12
<i>1.7. Resumos dos artigos</i>	15
<i>1.7.1. Artigo 1 – Capítulo 2</i>	15
<i>1.7.2. Artigo 2 – Capítulo 3</i>	16
<i>1.7.3. Artigo 3 – Capítulo 4</i>	17
<i>1.8. Referências</i>	18

Capítulo 2 - The Intraplate PGSZ in the Amazon Craton – Brazil

2.1. Introduction	25
2.2. Geological and geophysical setting	29
2.3. Regional seismicity	32
2.4. Serra do Tombador earthquake of January 31, 1955	33
2.5. 1998 earthquake sequence	34
2.5.1. Aftershock activity	35
2.5.2. Composite focal mechanism	37
2.6. 2005 earthquake sequence	38
2.6.1. Composite focal mechanism	39
2.7. Discussion	40
2.8. Conclusions	44
2.9. Acknowledgments	45
2.10. References	47

Capítulo 3 - Coda wave attenuation in the Parecis Basin, Amazon Craton, Brazil: sensitivity to basement depth

3.1. Introduction	51
3.2. Tectonic setting and seismicity of the study area	53
3.3. Coda-Q method	55
3.4. Data selection and analysis	56
3.5. Results	61
3.6. Discussion	62
3.6.1 Effect of the geometrical spreading parameter	66
3.6.2 Coda Q: a new approach	67

3.7. <i>Conclusion</i>	70
3.8. <i>References</i>	71

Capítulo 4 - Basement depths in the Parecis basin (Amazon), with receiver functions from small local earthquakes in Porto dos Gaúchos seismic zone

4.1. <i>Introduction</i>	75
4.2. <i>Porto dos Gaúchos Seismic Zone</i>	78
4.3. <i>Receiver functions</i>	78
4.4. <i>Sediments thickness (H)</i>	83
4.5. <i>Seismic refraction experiment</i>	86
4.6. <i>Discussion</i>	90
4.7. <i>Conclusion</i>	90
4.8. <i>Acknowledgments</i>	91
4.9. <i>References</i>	92

Capítulo 5 – Discussão e conclusões

5.1. <i>Introdução</i>	94
5.2. <i>Mecanismo da concentração de esforços</i>	96
5.3. <i>Mecanismo da zona de fraqueza</i>	99
5.4. <i>Mecanismo de fluxo de calor</i>	99
5.5. <i>Modelo de redução da resistência das rochas – hidrossismicidade</i>	100
5.6. <i>Outros elementos concentradores de esforços</i>	102
5.7. <i>Identificação de zonas de fraqueza pré-existent</i>	104
5.8. <i>Modelo explicativo da sismicidade na ZSPG</i>	104
5.9. <i>Conclusões</i>	108

5.10. <i>Recomendações de estudos futuros</i>	111
5.11. <i>Referências</i>	112

Anexo A: Aquisição e preparação dos dados - metodologia

A.1. <i>Introdução</i>	116
A.2. <i>Aquisição dos dados</i>	116
A.2.1. <i>Rede sismográfica de Porto dos Gaúchos e Juara 1998 a 2002</i>	116
A.2.2. <i>A Rede sismográfica de Porto dos Gaúchos – 2005 a 2009</i>	118
A.2.3. <i>Sistemas sismográficos utilizados na RSLPG</i>	120
A.3. <i>A base de dados de Porto dos Gaúchos e Juara – PGJUA</i>	120
A.4. <i>Pré-processamento - preparação dos dados</i>	121
A.4.1. <i>Conversão de formatos</i>	121
A.4.2. <i>Remoção do efeito aliasing</i>	122
A.4.3. <i>Correção de polaridades</i>	123
A.5. <i>Curvas de calibração das estações</i>	124
A.6. <i>O Sistema SEISAN</i>	129
A.6.1. <i>Estrutura do Sistema SEISAN</i>	130
A.6.2. <i>Base de dados do Sistema SEISAN</i>	131
A.6.3. <i>Dados de fases e hipocentros - diretório REA</i>	131
A.6.4. <i>Diretório de Trabalho – WOR</i>	131
A.6.5. <i>Diretório CAL</i>	132
A.7. <i>Análise dos dados</i>	132
A.8. <i>Referências</i>	133

Anexo B

Cópias de trabalhos (primeira página) publicados no âmbito da tese

1. Barros, L.V., Assumpção, M., Quintero, R., and Caixeta, D.F., 2009. The intraplate Porto dos Gaúchos seismic zone in the Amazon craton – Brazil, *Tectonophysics*, (Amsterdam), V. 469, 37-47.....137
2. Barros, L.V., Assumpção, M., Quintero, R., Ferreira, V.M., 2009. Estimative of coda wave attenuation for Center North of Parecis Basin, Amazon Craton - Brazil. 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador/BA, 24-28 de agosto. 6 p.....138
3. Barros, L.V., Assumpção, M., Quintero, R., and Paz, R., 2008. Intraplate Seismicity in Brazil, the case of Porto dos Gaúchos seismic zone in the Amazon Craton – Brazil. *Eos Trans. AGU*, 88(23), Joint Assem. Suppl, Abstract S51A-05, Cape Town – South Africa.....139
4. Barros, L.V., Assumpção, M., Quintero, R. and Paz, R.N., 2008. Basement Topography using P-to-s conversions from local earthquakes in the seismogenic area of Porto do Gaúchos, Parecis basin, Northern Brazil. American Geophysical Union, Spring Meeting 2008, abstract S02-11 - Fort Lauderdale, Florida, USA.....140
5. Barros, L.V., Assumpção, M., Quintero, R., 2007. The intraplate seismogenic zone of Porto dos Gaúchos in the Amazon craton - Brazil. American Geophysical Union Spring Meeting, abstract, Acapulco, México.....141
6. Barros, L.V., Assumpção, M., Quintero, R., 2005. Recurrent seismicity in the northern Mato Grosso State Brazil. IASPEI Assembly Abstract, Santiago – Chile.....142.
7. Barros, L. V. & Rancan, C.C., 2004. Estudos crustais na área sismogênica de Porto dos Gaúchos/MT, baseados em sísmica de refração e função do receptor. I Simpósio Regional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 26-28 de setembro de 2004, São Paulo, 6p.....143.
8. Barros, L.V. e Paz, R.N., 2006. Mecanismo focal composto da seqüência sísmica de 2005 em Porto dos Gaúchos/MT. II Simpósio Brasileiro de Geofísica, Natal/RN, 21-23 setembro , 5p.....144
9. Barros, L.V., 2005. Determinação dos parâmetros de fonte do sismo de 10/03/98 de Porto dos Gaúchos, por análise espectral de sinais. II Simpósio Brasileiro de Geofísica, Natal/RN, 21-23 de setembro de 2006, 6p.....145
10. Barros, L. V. e Caixeta, D. F. 2003. *One-Dimensional Multilayer Velocity Model for Porto dos Gaúchos/MT*. 8th International Congress of the Brazilian Geophysical Society - SBGf, Rio de Janeiro/RJ., 6p.....146
11. Barros, L. V., Marza, V., Caixeta, D. F. e Carvalho, J. M. 2001. *Seismic Sequence in Porto dos Gaúchos/MT - Brazil after March/1998 mainshock: Preliminary results*. 7th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador – BA, 4p.....147

Lista de figuras

- 1.1** Mapa epicentral da sismicidade brasileira com magnitudes $\geq 5.0 m_b$, desde 1922. A área de estudo está destacada pelo quadrado preto. Os números estão de acordo com a Tabela 1.1. As linhas separam as principais províncias geológicas (Almeida et al., 2000): GS e CBS denotam os escudos das Guianas e Brasil Central, respectivamente (os quais compõem o Craton Amazonas, formado do Arqueano ao Mesoproterozóico); Bacias Fanerozóicas são: AmB Bacia do Amazonas; ChB Bacia do Chaco; PnB Bacia do Parnaíba; PcB Bacia dos Parecis; PrB Bacia do Paraná; Pt Bacia do Pantanal; SFC é o Craton Arqueano a Mesoproterozóico do São Francisco. As faixas de dobramento Neoproterozóicas/Paleozóicas são: BP Província Borborema, TP Província Tocantins, e MP Província Mantiqueira. A linha pontilhada fina indica o limite 200 m de batimetria. A linha pontilhada grossa indica os limites do Brasil. Os epicentros são do catálogo de Berrocal et al. (1984) + Boletins Sísmicos Brasileiros.---- 3
- 1.2** Mapa com estações usadas na localização do terremoto de 10 de março de 1998, em Porto dos Gaúchos/MT (triângulos). O quadrado vermelho indica a zona sísmica da Bacia dos Parecis (ZSBP), destacada no *inserte* da figura. PGSZ é a zona sísmica de Porto dos Gaúchos, definida a partir da atividade de réplicas dos terremotos principais de 1998 e de 2005. As estrelas (ao norte), próximas de PGSZ indicam os epicentros do terremoto de 1998, determinados pela ≥ 3 diferentes agências internacionais (ISC, NEIC/USGS e IDC) e pelo SIS/UnB. Na parte inferior estão indicados os epicentros do terremoto da Serra do Tombador (ST), determinados pelo ISS (1), Assumpção e Suarez (1988) (2) e por Enghdal (Comunicação pessoal, 2002) (3). 5
- 1.3** Mapa macrossísmico das intensidades que seriam observadas na hipótese de um terremoto de magnitude igual a $6.2 - 6,5 m_b$, com epicentro na ZSPG. As isossistas foram traçadas com base nos dados dos terremotos da Serra do Tombador (Carvalho, 1996) e de Porto dos Gaúchos, de 10 de março de 1998 (Barros et al., 2009). Os tamanhos dos círculos indicam a população de cada cidade, conforme legenda. A linha contínua azul indica o limite da Bacia dos Parecis. As três estrelas inferiores indicam os epicentros do terremoto de 1955 determinados pelo ISC, Assumpção e Suarez (1988) e Enghdal (2002). 6
- 1.4** Mapa de localização e acesso à área de estudo, onde se indica a ZSPG e o local do epicentro do terremoto da Serra do Tombador (ST). 7
- 1.5** Mapa epicentral da sismicidade brasileira com magnitudes $\geq 3.0 m_b$, desde 1767. A área de estudo está destacada pelo quadrado preto. Os números estão 11

	de acordo com a Tabela 1.1. As linhas separam as principais províncias geológicas (Almeida et al., 2000), como indicado na Fig. 1.1. Os epicentros são do catálogo de Berrocal et al. (1984) + Boletins Sísmico Brasileiro.	
1.6	Estação PDRB (instalada sobre afloramento de granito/gnaiss no interior da Bacia), durante os trabalhos de implantação da transmissão por satélite.	13
1.7	Distribuição temporal da sismicidade de Porto dos Gaúchos entre março de 2005 e agosto de 2009. As lacunas se referem a períodos de ausência de dados devidos a problemas na gravação ou na reprodução.	14
1.8	Mapa epicentral de 44 eventos da sequência de 2005 localizados com dados de quatro e cinco estações.	14
1.9	Distribuição por distância epicentral da estação PDRB dos eventos detectados entre abril de 2008 a agosto de 2009 (567 eventos), período em que os dados foram transmitidos via satélite em tempo quase real para Brasília.	15
2.1	Brazilian earthquakes with magnitudes ≥ 5.0 m_b since 1922, numbered as in Table 2.1. Circle sizes vary with the magnitudes. Lines show the main Brazilian geological provinces (Almeida et al., 2000): GS and CBS denote the Guyana and Central Brazil shields, respectively (which compose the Archean to Mesoproterozoic Amazon craton); Phanerozoic basins are: AmB Amazon Basin; ChB Chaco Basin; PnB Parnaíba Basin; PcB Parecis Basin; PrB Paraná Basin; Pt Pantanal Basin; SFC is the Archean to Mesoproterozoic São Francisco Craton. Neoproterozoic/Paleozoic foldbelts are: BP Borborema, TP Tocantins, and MP Mantiqueira Provinces. The dashed line offshore is the 200 m bathymetry. Thick dashed line is the Brazilian border. Epicentres from the catalogue of Berrocal et al. (1984), USGS bulletins and the references cited in Table 2.1.	26
2.2	Regional seismicity from 1980 to 1997 for magnitudes larger than 3.5 (circles). The source of epicentres is the catalogue of Berrocal et al. (1984) complemented with the Brazilian Seismic Bulletins published by the Brazilian J. of Geophysics. Epicentral uncertainties are a few tens of kilometers. The star denotes the large 1955 earthquake. The triangles are the permanent seismic stations in operation since the early 80s. The focal mechanism solutions shown in this figure, as well as in subsequent figures, are for the 1955 earthquake (Mendiguren and Richter, 1978), and the 1998 and 2005 sequences (this paper). Light gray areas are sedimentary basins; dark gray lines are geological lineaments (CPRM, 2001) and thick solid lines are the limits of the main geological provinces from Fig. 2.1. The square indicates the town of Porto dos Gaúchos. The SW–NE oriented lineaments south of station CRIB are called	28

TransBrasiliano Lineaments.

- 2.3** **a)** Major structural units of the Parecis Basin (redrawn from Braga and Siqueira (1996) and Bahia et al. (2007). **b)** Bouguer gravity anomalies in the region of the Parecis basin. White solid line is the basin limit; dashed white lines indicate the two basement arcs. The low anomalies in the northern border indicate the ancient Caiabis graben of Mesoproterozoic origin. Focal mechanisms as in the previous figure. (Figure modified from Bahia et al., 2007). Black square is a reference for the study area 30
- 2.4** Aeromagnetic anomalies (CPRM, 2004) in the central part of the Parecis basin (blank areas were not covered by this aeromagnetic survey). White lines are some of the major lineaments near Porto dos Gaúchos. Note WSW–ENE oriented short-wavelength lineaments roughly parallel with one of the nodal planes shown in focal mechanism diagram. 31
- 2.5** Isoseismal map for 1955 Serra do Tombador earthquake (6.2 mb) with macroseismic data collected in 1986. The stars are the three epicentres of the 1955 event (Table 2.2) and the 1998/2005 events. MT, MS and GO are states of Mato Grosso, Mato Grosso do Sul and Goiás, respectively. 33
- 2.6** Isoseismal map of the March 10, 1998 earthquake (5.2 m_b). The triangle indicates the location of JUAB station, the first local station to be installed, on March 13 of 1998. The two stars indicate the epicentre of 1998/2005 events and the epicentre of the large 1955 earthquake. RO, AM, PA and MT are the states of Rondônia, Amazonas, Pará and Mato Grosso, respectively. 35
- 2.7** Epicentres (gray circles) of the 60 best recorded events of the 1998–2002 sequence. Epicentral errors less than ± 2 km. Solid stars indicate the epicentres of March 10 main shock as determined by IDC, ISC, NEIC and UnB. Open triangles are sites occupied by local temporary stations: station names ending with “B” denote broad-band (CMG-40T), all others codes mean short period (S3000EQ) stations. Not all stations operated simultaneously. 36
- 2.8** Epicentres (gray circles) of the five best recorded events, with at least five stations, used to determine the focal mechanism. Epicentral uncertainties are indicated by the error bars. The encircled crosses indicate the two explosions used to determine the local velocity model. 38
- 2.9** Wadati diagram for 1998–2002 seismic sequence. 39
- 2.10** Wadati diagram for 1998–2002 seismic sequence. 40

2.11	Monthly distribution of the seismicity from March 1998 to December 2002. The gaps in seismicity are due to lack of seismic monitoring.	41
2.12	Composite focal mechanism solution for 1998–2002 seismic sequence. Crosses and circles denote compressional and dilatational P arrivals, respectively.	42
2.13	Daily number of event for the 2005 seismic sequence. Stars indicate the largest events of the sequence with their magnitudes. Some days in April 2005 are off scale.	43
2.14	(a) Epicentres (gray circles and squares) of the 44 best located events of the 2005 seismic sequence recorded by at least four stations. Circles and squares denote events shallower and deeper than 0.7 km, respectively. (b) Epicentres of the five best events, recorded by the same five stations, used to determine the 2005 focal mechanism. Open triangles are seismic stations.	44
2.15	Composite focal mechanism solution for the 2005 seismic sequence. Crosses and circles denote compressional and dilatational arrivals, respectively.	45
2.16	(a) Simplified geological map of the Caiabis graben and surrounding areas (modified from Leite and Saes, 2003). Gray area = undifferentiated plutonic and crystalline rocks; brown area = Paleoproterozoic Teles Pires volcanic sequence; brick-stippled area = Mesoproterozoic shallow marine sediments of the Beneficente Group; yellow = Mesoproterozoic metasediments of the Caiabis Group; white area = Phanerozoic Parecis basin. Star is the 1998/2005 epicentre; focal mechanisms from Figs. 2.12 and 2.15. Note the WSW–ENE fault which bounds the deepest part of the graben and has the same orientation as the 1998/2005 fault plane. (b) Tectonic domains of the Parecis basin (modified from Bahia et al., 2007) with the sequence of WNW–ESE trending grabens and basement highs. The green solid line (N60°E) in the Caiabis graben is the WSW–ENE fault from Leite and Saes (2003) as shown in (a), extrapolated with dashed line towards the 1998/2005 epicentral area. The red square indicates the study area as in Figs. 2.3 and 2.4.	46
3.1	Simplified tectonic domains of the Parecis basin (modified from Bahia et al., 2007) with the sequence of WNW–ESE trending grabens and basement highs. The thick solid line (N60°E) in the Caiabis graben is the WSW–ENE fault from Leite and Saes (2003), extrapolated with dashed line towards the 1998/2005 epicentral area. The red square indicates the study area shown in Fig 2. The stars indicate the epicenters of 1998/2005 and 1955 earthquakes, and the beach balls are the focal mechanism solutions for 1955 (Mendiguren and	52

Richter, 1978) and 1998/2005 earthquakes (Barros et al., 2009).

- 3.2** Basement depth in the Parecis basin as obtained by Receiver Function techniques applied to local events (Barros and Assumpção, 2009). The solid line indicates the limit between the Amazonian craton and the Parecis basin (Barros et al., 2008). Triangles and squares denote seismic stations. Stations OLA2, FBO2, PDRB, and JAKB belong to 2005 seismic network (squares) and station FSJB belongs to both networks. All the rest (triangles) compose the 1998-2002 network. Stations ending in B are broad-band station (30 sec to 50 Hz) and the rest are short period 3-component stations (1 Hz-100 Hz). 54
- 3.3** Examples of unfiltered and band pass-filtered traces for two events recorded at different epicentral distances and depths. The first recorded by station JUAB in the craton (70 km distance) during the 1998-2002 sequence, and the second recorded by the close station OLA2 in the basin (8.5 km distant) during 2005 seismic sequence. In each figure, the top trace is the original unfiltered signal where the three vertical lines indicate (from the left) origin time (T_0), window start ($2(T_s - T_0)$) and end of the coda window ($2(T_s - T_0) + WIN$). On top of first trace is shown the station code and event identification. 57
The abbreviations are: H=depth (km); M=coda magnitude; TP = P onset time; TC = start of coda window (in sec) from the origin; WIN = window length; start = start of coda window in terms of S travel time, always = $2(T_s - T_0)$; F= central frequency in Hz; CO = correlation coefficient; and S/N=signal-to-noise ratio. The fitted envelope of each filtered segment is shown as a decay curve for each central frequency.
- 3.4** Plots of Q_0 (a) and frequency parameter η (b) with window length for groups A (2005 stations in the basin), B (1998-2002 stations in the basin), D (stations only in the craton). 59
- 3.5** Plots of Q_0 (a) and frequency parameter η (b) with window length for sub-groups C1 (six stations in shallow, northern part the of the basin) and C2 (six stations in southern, deeper part of the basin). 62
- 3.6** $Q_c(f)$ for all data groups with fitted relationship $Q_c = Q_0 f^{-\eta}$. Data points refer to the eight windows lengths (WL). (a) group A (2005 stations in the basin), $Q_c = 73 f^{1.29}$; (b) group B (1998-2002 stations in the basin), $Q_c = 110 f^{1.19}$; (c) group C (stations A + B), $Q_c = 98 f^{1.14}$; (d) group D (stations in the cratonic basement), $Q_c = 167 f^{1.03}$, and (e) group E (all stations of both networks), $Q_c = 99 f^{1.17}$. R^2 is the correlation coefficient. 64

3.7	Plot of $Q_c \times f$ (Hz) for craton stations (group D) and southern part of the Parecis basin (sub-group C2) for window length of 45 sec.	65
3.8	Comparison of Q_c^{-1} relationship obtained for Porto dos Gaúchos seismic zone (PGSZ) with other tectonic regions studied by others authors as indicated in legend	66
3.9	Dependence of Q_c with frequency for geometrical spreading parameter $\nu = 0.5$ and 1.5, for a window length of 45 sec. Solid line are the fitted functional $Q_c \cdot f^\eta$ for the craton (group D), and dashed line for the basin (group C).	67
3.10	Comparison of Q_c^{-1} relationship obtained for Parecis basin and Amazon craton for a lapse time of 45 sec (a) and corresponding graphic for attenuation coefficient $\chi(f)$ according to Morozov's approach (b).	69
4.1	Contour map of basement depths and interpreted major structural boundaries (modified from Braga and Siqueira, 1996). The star denotes epicenters of 1998/2005 earthquakes and the triangle is JUAB station in Amazon craton. The focal mechanism solution is for 2005 earthquake (Barros et al., 2009). Thick white line is the limits of the Parecis basin and the black square is a reference for study area in Fig.4.2. In the right corner below is the map with the main structural provinces in Brazil, according to Almeida et al.(2000). AC Amazon craton; Am Amazon Basin; Pb Parnaíba Basin; Pn Paraná Basin; SFC São Francisco Craton.	76
4.2	Contour map of basement depths in the study area from Braga and Siqueira (1996). Black and white triangles indicate, respectively, the stations of e 1998-2002 and 2005 networks. FSJB station belongs to both networks. The shot points are indicated by stars 1 and 2 and the circles are the best five epicenters of 2005 sequence.	77
4.3	Ray diagram (a), particle motion (b) and amplitudes (c) of the P, Sp and Ps phases that would be observed in a uniform layer without internal discontinuities in the vertical (Z) and radial (R) components as well as in the radial receiver function (RF).	79
4.4	ZRT seismograms of the event 22 (Table 4.1) at the station CMA (a), and the event 18 (Table 4.1) at the station FJKB (b). Z, R and T denote the radial, transverse and vertical components, respectively. Note the clear P to S converted phase (Ps) in the radial component and S to P (Sp) in the vertical component.	80

4.5	Receiver functions of JUAB station, located in the craton (first seven waveforms), referring to events, from top to bottom, 2, 3, 4, 5, 6, 8 and 9 of Table 4.1. The last trace is the stacked seismogram.	83
4.6	Receiver functions for FJKB station, located in the basin. First nine traces for the events, from the top to the bottom, 6, 10, 12, 13, 14, 17, 18, 21 and 22 of Table 4.1. The last trace is the stacked seismogram.	83
4.7	Receiver function for FPOR station, located in the deepest part of the basin. First four traces from the top to the bottom are the events 11, 14, 15 and 17 of Table 4.1. The last trace is the stacked seismogram.	84
4.8	Rays diagram for direct P and converted phase Ps, considering a flat layer on a half-space, where H is the thickness layer, i and j are the incidence angles of the direct P and converted phase Ps, respectively. X_p and X_s are the off-set of the P and converted phase Ps, respectively.	85
4.9	RFs- section of all receiver functions stacking. For stations JUAB and SJOB there are no phase conversions. They are in the craton. Station PDRB is located on isolated outcrops within the basin. All others are in the basin. Note that $P_s - P$ increases toward the south.	85
4.10	Seismic section for explosion 1(a) and explosion 2 (b) plotted with reduced velocity of 6 km/s. CH01 and CH12 are nearby sensors installed 153 m and 36 m from the shot points 1 and 2, respectively. The signal low-resolution in FSJB station is due to the low sampling rate of only 20 sps against 100 sps in all other stations.	87
4.11	Plot of the time distance curve for the experiments 1 and 2 with $X/6$ reduced time. Black square and circle denote data of shot 1 and shot 2, respectively. a) Raw data, b) data corrected for variable sedimentary thickness.	89
4.12	Topography of the basement in the Parecis basin, Porto dos Gaúchos seismic zone, as obtained by RF technique applied to local events recorded in the 15 stations indicated by triangles. Circles indicate the best five epicenters of 2005 sequence. Dashed line indicates the limit between craton and basin.	91
5.1	Mapa de anomalias Bouguer de parte da Bacia dos Parecis (limites indicados pela linha preta). O quadrado indica a localização da área de estudo (Fig. 5.2). As estrelas denotam os epicentros dos terremotos de 1998/2005 (superior) e de 1955 (inferior). As soluções de mecanismos focais são para os terremotos de 1998/2005 (Barros et al., 2009a) e 1955 (Mendiguren e Richter, 1978). Fonte: Comunicação pessoal Lino Teixeira (1998).	97

5.2	Topografia do embasamento da bacia dos Parecis na área de estudo. Os círculos brancos indicam os cinco melhores epicentros da seqüência de 2005, localizados com dados de todas as estações da rede de 2005 (FSJB, FBO2, JAKB, OLA2 e PDRB). As soluções de mecanismos focais são para os terremotos de 1998/2005 (Barros et al., 2009a)	98
5.3	Mapa magnético do campo total. A linha branca indica os limites da Bacia dos Parecis e as estrelas indicam os locais dos epicentros dos terremotos de 1998/2005 (superior) e de 1955 (inferior). As linhas pontilhadas duplas indicam os arcos estruturais de Vilhena (a oeste) e de Serra Formosa (a leste), os quais dividem a Bacia dos Parecis em três sub-bacias: sub-bacia de Rondônia (a oeste); sub-bacia de Juruena (no centro); e sub-bacia do alto Xingu (a leste). Modificada de Bahia et al., 2007.	101
5.4	Imagem Landsat TM, com a distribuição epicentral de 44 eventos da seqüência de 2005, localizados com dados de quatro e cinco estações (triângulos amarelos).	102
5.5	Mapa geológico simplificado do Graben dos Caiabis e áreas vizinhas, conforme legenda (modificado de Leite e Saes, 2003). A estrela indica os epicentros dos terremotos de 1998/2005. Os mecanismos focais são os mesmos indicados nas Figs. 5.1 e 5.2. Note o lineamento WSW-ENE que cruza a parte mais profunda do graben e tem a mesma orientação do plano de falha dos terremotos de 1998/2005.	105
5.6	Anomalias aeromagnéticas do campo residual (CPRM, 2004) na parte central da Bacia dos Parecis (as áreas em branco não foram cobertas pelo levantamento). Note os lineamentos de baixos comprimentos de onda, com orientação WSW-ENE, paralelos a um dos planos nodais mostrado nos diagramas de mecanismos focais para as seqüências de 1998 e de 2005 (Barros et al., 2009a).	106
5.7	Imagem radar SRTM (resolução 90m) da área de estudo. A linha branca contínua indica o limite da bacia com o craton, os triângulos pretos (estações 1998-2002) e os brancos (estações 2005). A estação FSJB pertence às duas redes sismográficas. A linha preta indica, aproximadamente, o traço da falha, desenhado a partir dos cinco melhores epicentros, indicados na figura, da seqüência de 2005 e dos respectivos resultados de mecanismo focal composto.	107
5.8	Imagem Landsat ETM, RGB 742, da área de estudo. A linha preta curva indica o limite da bacia com o craton, os triângulos pretos (estações 1998-2002) e os brancos (estações 2005). A estação FSJB pertence às duas redes	108

	sismográficas. A linha preta indica, aproximadamente, o traço da falha, desenhado a partir dos cinco melhores epicentros da seqüência de 2005 (indicados na figura.) e dos respectivos resultados de mecanismo focal composto.	
5.9	Carta de radar 1:250 000. A linha branca indica o limite da bacia com o craton, os triângulos pretos (estações 1998-2002) e os brancos (estações 2005). A estação FSJB pertence às duas redes sismográficas. A linha preta indica, aproximadamente, o traço da falha, desenhado a partir dos cinco melhores epicentros da seqüência de 2005 (indicados na figura por círculos vermelhos) e dos respectivos resultados de mecanismo focal composto.	109
5.10	Principais lineamentos inferidos a partir das imagens radar (Projeto Radam Brasil), Landsat ETM e SRTM. É possível identificar quatro famílias de lineamentos: NE-SW, NW-SE, EW e NS, com predominância para os lineamentos NW-SE, perpendiculares à falha.	110
A.1	Mapa de localização de todas as estações da Rede Sismográfica de Porto dos Gaúchos/MT e Juara que operaram no período de 13 de março de 1998 a 13 de dezembro de 2002.	117
A.2	Mapa de localização das estações da Rede Sismográfica de Porto dos Gaúchos/MT que operaram no período de 26 de março a 11 de julho de 2005, exceto a estação PDRB, que é uma estação permanente.	118
A.3	Gráfico demonstrativo do número de eventos registrados por uma ou mais estações da RSLPG no período de 13/03/1998 a 13/12/2002.	121
A.4	Gráfico demonstrativo do número de eventos registrados por uma ou mais estações da RSLPG no período de 26/03 a 30/08/2009.	121
A.5	Diagrama em blocos da seqüência de obtenção dos dados no campo por diferentes sistemas sismográficos e da sua preparação/pré-processamento antes de serem armazenados na base SEISAN para análise.	122
A.6	Remoção do efeito aliasing, onde se vê, na parte superior, o sinal antes da filtragem; e na inferior, o sinal depois da filtragem, removidos os efeitos de amostragem.	123
A.7	Registros das componentes verticais de movimento das explosões 1 (superior) e 2 (inferior) nas estações da rede sismográfica de Porto dos Gaúchos de 1998-2002. Considerando o mecanismo de fonte para uma explosão (sempre compressivo - C) as polaridades dos registros estão de	124

	acordo com a Tabela A.2.	
A.8	Diagrama em blocos dos efeitos em cascata sobre o espectro do sinal desde a fonte até o receptor.	125
A.9	Representação do sismógrafo pelo sistema $[h(t)]$.	126
A.10	Diagrama em cascata das funções de transferência do sismômetro e do registrador.	126
A.11	Diagrama em blocos do sismógrafo (sismômetro + registrador).	128
A.12	Curvas de calibração para as estações de período curto (Orion + S3000EQ). Lado direito, amplitude (count/nm x frequência em Hz) e lado esquerdo fase (graus x frequência em Hz).	129
A.13	Curvas de calibração para as estações de banda larga (Orion + CMG40-T). Lado direito, amplitude (count/nm x frequência em Hz) e lado esquerdo, fase (graus x frequência em Hz).	129
A.14	Estrutura em árvore do Sistema SEISAN. Ligadas aos diretórios WAV (arquivos de formas de onda) e REA (arquivos contendo os resultados de leituras) estão as bases de dados PGJUA (todos os eventos), SPECT (eventos para análise espectral), UnB e LVBC.	131

Lista de tabelas

1.1	Brazilian earthquakes with magnitudes ≥ 5.0 m_b since 1922.	4
2.1	Brazilian earthquakes with magnitudes ≥ 5.0 m_b since 1922.	27
2.2	Source parameters of the January 31, 1955, Serra do Tombador earthquake. All depths fixed at normal depth.	34
2.3	Source parameters of the March 10, 1998, earthquake.	37
2.4	1D velocity model, obtained with the two local explosions (Fig. 2.8), used for the hypocentral locations.	38
3.1	Distribution of the station groups A to E according to station geology. Last two columns show resulting Q_0 , η and corresponding standard deviation (σ) fitted for all window lengths, as shown in Fig. 3.6.	58
3.2	Average Q_c for each window length and central frequency. N is the number of Q_c values used for the average and σ is the standard deviation. (a) - Quality factor and standard deviation for the Parecis basin (group C), (b) - Quality factor and standard deviation for the Amazon craton (group D) and (c) - Quality factor and standard deviation for the region (group E).	60
3.3	Calculated parameters for the Cratonic zone; where γ =geometrical attenuation; Q_e =effective attenuation; f_c =crossover frequency; v =geometrical spreading parameter; Q_0 =frequency dependent quality factor at $f=1\text{Hz}$; η =frequency parameter and WL = windows length.	68
4.1	Events of 1998-2002 seismic sequence used in the receiver functions. Bold in the station column shows the data used in the receiver function. The other stations were used only for location. Stations marked with (*) are analog stations and f are fixed depth.	81
4.2	Events of 2005 seismic sequence used in the receiver functions. The seismograms used are those whose station names are indicated in bold.	82
4.3	Measured time differences and corresponding depths for all stations determined using equation 4.6. A V_p/V_s ratio of 2.5 and an average apparent velocity of 6.1 km/s were used, as determined in the shallow refraction analysis.	88

A.1	Características do instrumental sismográfico utilizado em cada estação da Rede Sismográfica Local de Porto dos Gaúchos/MT, de 13/03/1998 a 13/12/2002.	119
A.2	Sistemas sismográficos utilizados em Porto dos Gaúchos e Juara com suas respectivas polaridades.	120
A.3	Pólos e zeros da Função de Transferência do sismômetro S3000EQ.	128
A.4	Pólos e zeros da Função de Transferência do sismômetro CMG-40T.	128
A.5	Parâmetros de funcionamento dos diversos sistemas sismográficos da RSLPG.	128

Abreviaturas, siglas e definições

CTBTO	Comprehensive Nuclear –Test- Ban Treaty Organization
CPRM	Companhia de Produção e Recursos Minerais
IAG	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
IASPEI	International Association of Physics of the Earth Interior
IDC	International Data Center, localizado em Viena, Áustria
ISC	International Seismological Center
ISS	International Seismological Summary
MM	Escala de intensidade Mercalli Modificada
MMI	Intensidade na Escala Mercalli Modificada
m_b	Magnitude de onda de corpo
m_D	Magnitude de duração do sinal
m_R	Magnitude regional, equivalente a m_b de acordo com Assumpção, 1983
M_s	Magnitude de onda de superfície
M_w	Magnitude de momento sísmico
NEIC	National Earthquake Information Center
OVSICORI	Observatório Vulcanológico e Sismológico da Costa Rica
NMSZ	New Madrid Seismic Zone, ZSNM, Zona Sísmica de Nova Madri
PGJUA	Abreviatura da base de dados de Porto dos Gaúchos e Juara
Perigo sísmico	Do inglês seismic hazard. Descreve o potencial para danos relacionados com os terremotos e fenômenos associados. Tais como: provável nível de movimentação do chão; ruptura de falha, liquefação, etc. É o primeiro passo na avaliação do risco sísmico (seismic risk). Sua análise descreve o potencial para danos, geralmente na forma de mapas de intensidades/acelerações do chão devidos a terremotos.
PGSZ	Porto dos Gaúchos Seismic Zone ou em português ZSPG, Zona Sísmica de Porto dos Gaúchos.
Risco sísmico	Do inglês seismic risk. É obtido combinando-se o perigo sísmico com as condições locais do solo e com fatores de vulnerabilidade (tipo, valor, idade dos prédios e infraestrutura, densidade populacional, uso da terra, etc). Na sua análise avalia-se probabilidade de ocorrência de perdas (humanas, econômicas e sociais) associada com o perigo sísmico. Portanto, freqüentes e grandes terremotos em áreas remotas podem resultar em alto perigo sísmico (seismic hazard), mas podem não representar nenhum risco sísmico (seismic risk) e; ao contrário, terremotos moderados em áreas densamente povoadas podem representar baixo perigo, mas alto risco sísmico. Veja perigo sísmico.
RMS	Root Mean Square
RSLP	Rede Sismográfica Local de Porto dos Gaúchos
SCI	Stable Continental Interior - Interior Continental Estável (ICE) ou Stable Continental Region (SCR). Região Continental Estável (RCE). Para Johnston (1989) Regiões

	Continentais Estáveis (RCEs) são definidas como “regiões da crosta continental que não experimentaram nenhum tipo de tectonismo, magmatismo, metamorfismo de embasamento ou intrusão orogênica desde o Cretáceo ao recente, e nenhum estiramento, extrusão ou transtensão desde o Paleógeno.
SDR	Sismicidade Desencadeada por Reservatórios
SIR	Sismicidade Induzida por Reservatórios
SIS	Observatório Sismológico
S/N	Relação Sinal Ruído
sps	Sample per second, amostras por segundo
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
ST	Serra do Tombador, local do epicentro do terremoto de 1955
SUDS	Seismic Unified Data
UnB	Universidade de Brasília
UNA	Universidade Nacional da Costa Rica
USGS	United States Geological Survey
USP	Universidade de São Paulo
WWSSN	World-Wide Standard Seismograph Network
ZSBP	Zona Sísmica da Bacia dos Parecis, compreende as zonas sísmicas da Serra do Tombador (ST) e de Porto dos Gaúchos.

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1. Introdução – Importância do tema

Esta tese é apresentada na forma de artigos e tem como objetivo o estudo da zona sísmica do centro-norte da Bacia dos Parecis (ZSBP), que compreende duas áreas ativas, a saber: Serra do Tombador (ST) e zona sísmica de Porto dos Gaúchos (ZSPG), ambas localizadas no norte do Estado de Mato Grosso. Consta de cinco capítulos: introdução, três artigos (um publicado, um em revisão e outro submetido), conclusão e dois anexos. No Capítulo 1 é apresentado o problema e uma proposta de solução; no Capítulo 2 é apresentada e discutida a sismicidade do centro-norte da Bacia dos Parecis, contextualizando-a no quadro da sismicidade brasileira e esta com a sismicidade observada em interiores continentais estáveis (ICEs); no Capítulo 3 é estudada a atenuação de ondas sísmicas na ZSPG; no Capítulo 4 são apresentados os resultados de estudos crustais com as técnicas de função do receptor e de refração sísmica rasa na ZSPG; e, no Capítulo 5 são apresentadas as considerações finais a respeito do tema estudado. Nos anexos A e B são apresentados, respectivamente, a metodologia empregada na aquisição e análise dos dados e cópias de artigos publicados no âmbito da tese (primeira página).

Os sismos intraplaca e de interiores continentais estáveis, como é o caso da maioria dos sismos brasileiros, apesar de menos intensos e freqüentes do que aqueles que ocorrem nos limites de placas tectônicas, podem oferecer um grande risco, devido à baixa atenuação das ondas sísmicas e à dificuldade de se mapear e dimensionar as suas fontes. No Brasil, há registro de apenas dois terremotos com magnitude maior do que 6, ambos ocorridos em 1955: um na costa do Espírito Santo (6,1 m_b , em 28/2/1955) e outro na Serra do Tombador (6,2 m_b , em 31/1/1955). Entretanto, intensidades (MM) VI e VII ocorrem com certa freqüência, geralmente associadas a sismos de baixa magnitudes (4,0 – 5,0). Em 9/12/2007, um tremor de terra de magnitude 4,9 m_b quase arrasou a vila de Caraibas/Itacarambi, no extremo norte de Minas Gerais, causando a primeira vítima fatal decorrente de um terremoto no Brasil (Chimpliganond *et al.*, 2009). Existe um caso de um microtremor, magnitude 3,3 m_b e intensidade VI (MM), induzido pelo reservatório de Miranda/MG, que quase derrubou uma residência bem próxima da área epicentral (Barros *et al.*, 2004 e 2005). Esses efeitos são decorrentes da conjunção de três fatores principais: sismos de focos rasos, construções de má qualidade e baixa atenuação sísmica.

Um sismo resulta da ação de forças que atuam sobre uma dada estrutura geológica localizada na parte rígida da Terra. Para compreender porque um sismo ocorre em determinado local, com determinadas características, é necessário dispor de um vasto conjunto de dados sismológicos, geofísicos e geológicos para, então, se tentar explicar, por meio de modelos, a sua ocorrência (Talwani, 1989; Talwani e Rajendran, 1991; Talwani, 1998; Kenner & Segall, 2000; Gangopadhyay &

Talwani, 2005). A chave desse entendimento reside na existência de tensões ou esforços que agem na superfície da Terra e em seu interior (Zoback e Zoback, 2002).

Sabe-se que o estado das tensões na litosfera pode ser devido a forças de origem local ou regional. As forças locais podem ser causadas por heterogeneidades estruturais, carregamento e descarregamento da crosta, e anomalias térmicas na astenosfera. As de origem regional podem estar relacionadas com a movimentação de placas tectônicas, tais como empurrão da dorsal oceânica (devido à sua maior elevação) que comprime o interior da placa; forças resistivas, por exemplo, como a exercida pela Placa do Caribe (no norte) e pela placa de Nazca (no oeste), que tendem a frear o movimento para oeste da placa Sul-Americana; força de empuxo negativo que faz a placa de Nazca mergulhar por debaixo da Placa Sul-Americana, devido a sua maior densidade; e forças de carregamento viscoso, devido às correntes de convecção que podem estar carregando a Placa Sul-Americana (Assumpção, 1992; Assumpção & Suarez, 1988; Mendiguren & Richter, 1978).

A sismicidade do Brasil é menor do que em outras regiões intraplacas, como são os casos do leste da América do Norte, Índia, África e Austrália, onde já foram observados grandes terremotos, como por exemplo, os de Nova Madri (EUA), em 1811 e 1812, com magnitudes 8,2 e 8,0, respectivamente (Johnston, 1989; Hough *et al.*, 2000), que foram as duas maiores magnitudes já observadas nos Estados Unidos (Lomnitz, 1974). Recentemente essas magnitudes foram revisadas de 8,2 e 8,0 para 7,5 e 7,0 (p.e., Schulte e Mooney, 2005; Stein, 2007). Os sismos brasileiros são, em sua grande maioria, de baixas magnitudes. Apenas 13 terremotos de magnitudes maiores ou iguais a 5,0 m_b ocorreram na litosfera continental brasileira, três dos quais na ZSBP (sismos 4, 17 e 18, indicados no quadrado da área de estudo na Fig. 1.1), incluindo o maior de todos (nº 4, de 1955). Veja Tabela 1.1.

Modelos explicativos sobre a natureza e as causas de terremotos intraplaca foram propostos, por exemplo, por Sykes (1978), Sbar & Sykes (1973), Talwani (1989) e Talwani & Rajendran (1991). Esses modelos tentam correlacionar a sismicidade com esforços e feições geológicas, nem sempre observáveis. Para Sykes (1978), Talwani (1989), Talwani e Rajendran (1991) os terremotos intraplaca resultam de rupturas ao longo de zonas de fraquezas pré-existentes, localizadas próximas de inomogeneidades estruturais, as quais concentram esforços que, somados aos esforços regionais, são capazes de gerar terremotos.

O terremoto da Serra do Tombador (sismo 4 da Fig. 1.1) ocorreu numa região, à época (31/1/1955), completamente desabitada e, por isso, não produziu nenhum dano. Entretanto, foi sentido em Cuiabá, com intensidade IV-V (MM), a cerca de 380 km da área epicentral (Carvalho, 1998; Barros *et al.*, 2009). Esse terremoto ocorreu de forma completamente isolada, pois, após sua ocorrência, nenhum outro sismo foi detectado próximo de seu epicentro. Entretanto, no município de Porto dos Gaúchos, localizado cerca de 100 km a nordeste do epicentro do terremoto da Serra do Tombador, vem sendo observada uma sismicidade recorrente, desde 1959, dois anos após a chegada dos primeiros colonos à região (Relatório 59, Colonizadora Nordeste Mato-Grossense, 1959).

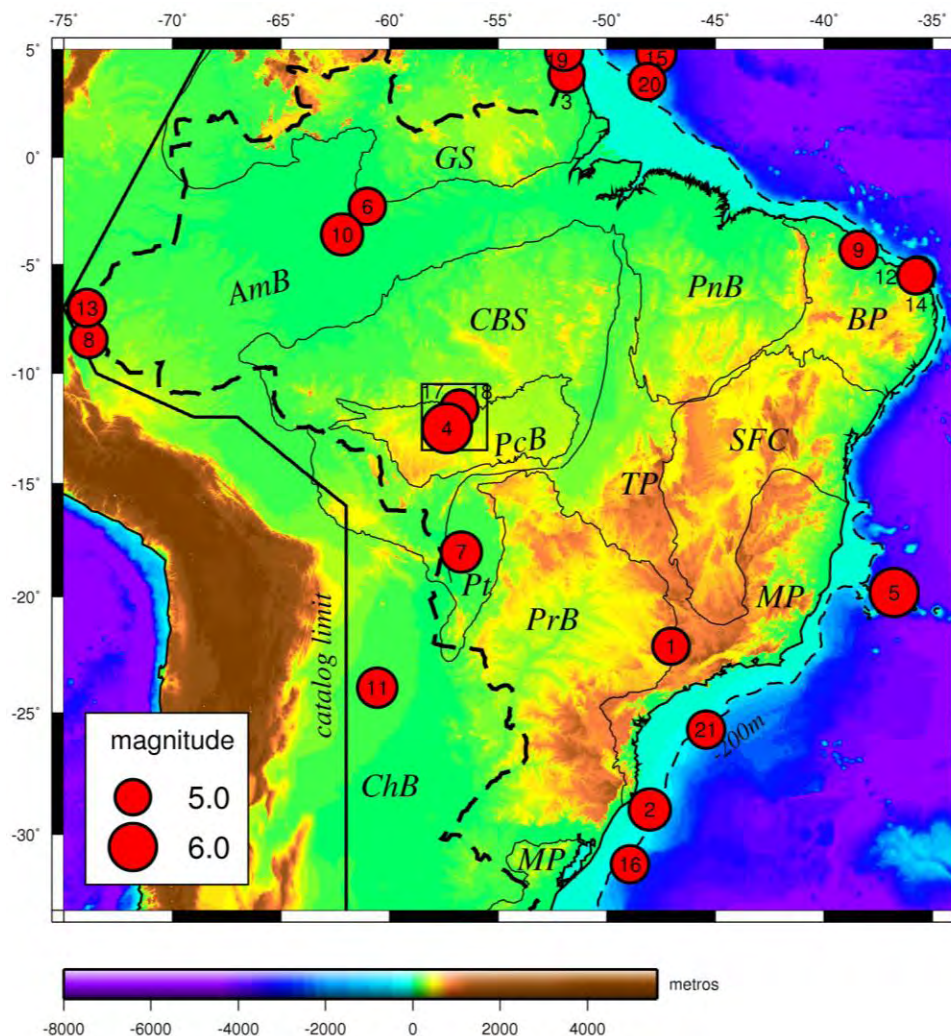


Fig.1.1 - Mapa epicentral da sismicidade brasileira com magnitudes $\geq 5.0 m_b$, desde 1922. A área de estudo está destacada pelo quadrado preto. Os números estão de acordo com a Tabela 1 do Capítulo 2. As linhas separam as principais províncias geológicas (Almeida et al., 2000): GS e CBS denotam os escudos das Guianas e Brasil Central, respectivamente (os quais compõem o craton Amazonas, formado do Arqueano ao Mesoproterozóico); Bacias Fanerozóicas são: AmB Bacia do Amazonas; ChB Bacia do Chaco; PnB Bacia do Parnaíba; PcB Bacia dos Parecis; PrB Bacia do Paraná; Pt Bacia do Pantanal; SFC é o Craton Arqueano a Mesoproterozóico do São Francisco. As faixas de dobramento Neoproterozóicas/Paleozóicas são: BP Província Borborema, TP Província Tocantins, e MP Província Mantiqueira. A linha pontilhada fina indica o limite 200 m de batimetria. A linha pontilhada grossa indica os limites do Brasil. Os epicentros são do catálogo de Berrocal et al. (1984) + Boletins Sísmicos Brasileiros, indicados pelos círculos vermelhos.

Estações sismográficas instaladas na Amazônia, a partir do final da década de 70, detectaram sismos em Porto dos Gaúchos em 1981, 1989, 1993, 1996, 1997 e, finalmente, em 10 de março de 1998, foi detectado um terremoto de magnitude $5,2 m_b$ (MM VI) e, em 23 de março de 2005, outro de magnitude $5,0 m_b$ (MM V). As atividades de réplicas desses dois terremotos duraram mais de quatro anos cada e ambas foram estudadas com redes sismográficas locais e os resultados serão apresentados nesta tese.

Capítulo 1 - Introdução

Tabela 1.1 – Terremotos brasileiros com magnitudes $\geq 5.0 m_b$ desde 1922.

Event Number	Date mm/dd/yyyy	Origin time (UT)	Epicenter		depth	Epicentral error (km)	Location	Mag.	Source
			Lat.	Long.					
1	01/27/1922	06:50:40	-22.17°	-47.04°	N	40	Mogi Guaçu/SP	5.1	1
2	06/28/1939	11:32:22	-29.00°	-48.00°	N	90	Tubarão/SC	5.5	1
3	09/17/1949	-	03.83°	-51.84°	N	100	Oiapoque/AP	5	1
4	01/31/1955	02:03:07	-12.52°	-57.35°	N	30	Serra do Tombador/MT	6.2	2
5	28/2/1955	22:46:18	-19.84°	-36.75°	N	30	offshore Vitória/ES	6.1	2
6	12/13/1963	21:05:42	-02.30°	-61.01°	45	30	Manaus/AM	5.1	3
7	02/13/1964	08:21:46	-18.06°	-56.69°	5	30	NW of Mato Grosso do Sul	5.4	3
8	8/9/1967	07:14:08	-08.45°	-73.83°	42	30	Peru-Brazil/AC	5.1	8
9	11/20/1980	00:29:42	-04.30°	-38.40°	5	10	Pacajus/CE	5.2	4
10	8/5/1983	03:21:42	-03.59°	-62.17°	23	20	Codajás/AM	5.5	3, 4
11	4/12/1985	11:34:57	-23.94°	-60.55°	21	30	Paraguai	5.3	8
12	11/30/1986	02:19:50	-05.53°	-35.75°	5	10	João Câmara/RN	5.1	5
13	10/24/1987	21:23:40	-07.01°	-73.94°	N	30	Peru-Brazil	5.2	ISC
14	3/10/1989	01:11:21	-05.46°	-35.69°	5	10	João Câmara/RN	5	6
15	4/12/1989	04:09:29	04.80°	-47.72°	N	30	N. Atlantic shelf	5.3	ISC
16	2/12/1990	20:56:39	-31.19°	-48.92°	13	30	Cont. Shelf/RS	5.2	7
17	3/10/1998	23:32:44	-11.53°	-56.86°	3	5	Porto dos Gaúchos/MT	5.2	This study
18	03/23/2005	21:12:13	-11.60°	-56.77°	3	5	Porto dos Gaúchos/MT	5	This study
19	6/8/2006	16:29:13	04.66°	-51.9°	N	20	French Guyana	5.1	USGS
20	10/31/2007	21:15:53	03.54°	-48.07°	14	20	N. Atlantic shelf	5.1	USGS
21	04/23/2008	00:00:48	-25.74°	-45.42°	17	20	Cont. Shelf/SP	5.2	USGS, USP

Fontes: 1 - Berrocal et al. (1984); 2 – Relocado por Enghdal (2002); 3 - Assumpção e Suarez (1988); 4 – Assumpção et al.(1985); 5 - Ferreira et al.(1987); 6 - Takeya et al.(1989); 7 - Assumpção (1998a); 8 – Assumpção (1992).

O terremoto de março de 1998 foi localizado por diferentes agências internacionais (IDC, NEIC/USGS, ISC) e pelo SIS/UnB. O NEIC e o ISC afastaram o seu epicentro, na direção do epicentro da ST, em cerca de 30 km; o IDC e SIS/UnB, em cerca de 15 km. O ISC usou dados de 176 estações, o NEIC 122, o IDC 23 e o SIS/UnB 30 estações, localizadas principalmente no Brasil e em países vizinhos (Fig.1.2). Portanto, existe uma tendência para SW na localização de sismo na região (veja *inserte* da Fig. 1.2).

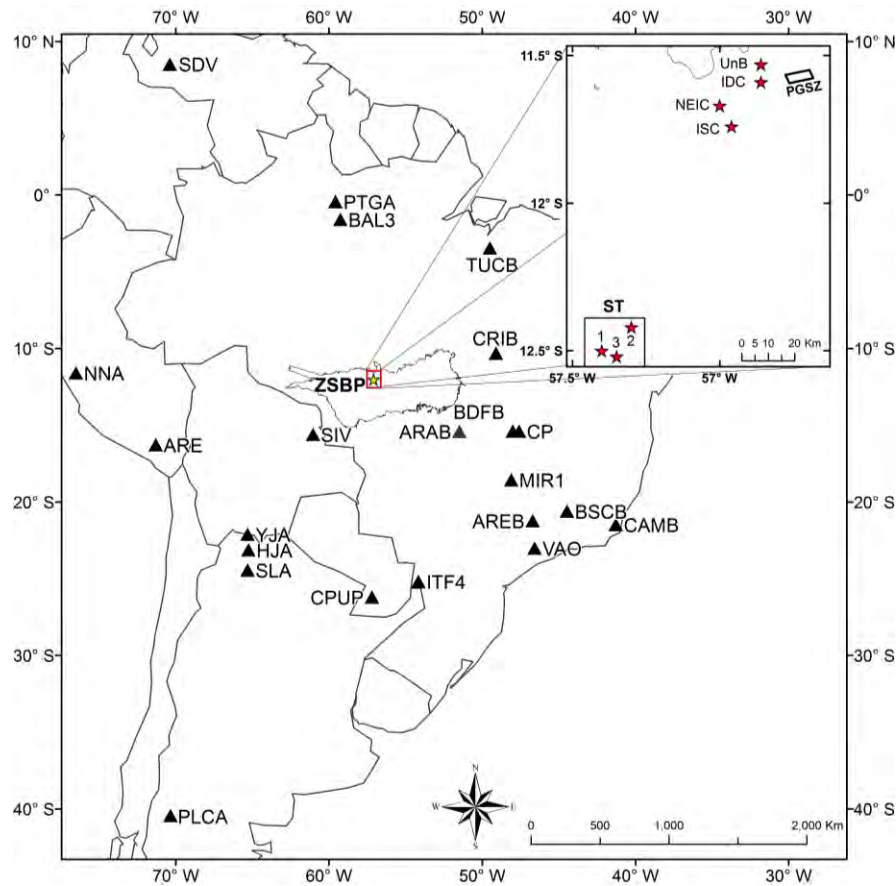


Fig. 1.2 – Mapa com estações usadas na localização do terremoto de 10 de março de 1998, em Porto dos Gaúchos/MT (triângulos). O quadrado vermelho indica a zona sísmica da Bacia dos Parecis (ZSBP), destacada no inserte da figura. PGSZ é a zona sísmica de Porto dos Gaúchos, definida a partir da atividade de réplicas dos terremotos principais de 1998 e de 2005. As estrelas (ao norte), próximas de PGSZ indicam os epicentros do terremoto de 1998, determinados pelas diferentes agências internacionais (ISC, NEIC/USGS e IDC) e pelo SIS/UnB. Na parte inferior estão indicados os epicentros do terremoto da Serra do Tombador (ST), determinados pelo ISS (1), Assumpção e Suarez (1988) (2) e por Enghdal (Comunicação pessoal, 2002) (3).

Essa observação, somada ao fato da ocorrência isolada do terremoto da ST e a recorrência sísmica em Porto dos Gaúchos, sugere que o epicentro do terremoto da ST pode ser na ZSPG ou muito próximo dela. Nesta hipótese, é de se esperar que ocorra, na área sísmogênica de Porto dos Gaúchos, um terremoto de magnitude semelhante. Nesse caso, passados mais de 50 anos da ocorrência do maior sismo brasileiro, que é também o maior terremoto de todo o interior continental estável da placa Sul-Americana (Barros *et al.*, 2009), o panorama habitacional em volta da região epicentral mudou substancialmente. Cerca de 200 mil habitantes vivem atualmente em áreas que podem ser afetadas por intensidades de VII ou mais. Aproximadamente 100 mil vivem em quatro cidades, cuja distância máxima é cerca de 70 km, podendo, portanto, experimentar intensidades estimadas em VII a VIII (MM) e até IX (Berrocal *et al.*, 1984; Johnston, 1989) (Fig. 1.3). O mapa da Fig. 1.3 foi confeccionado com base nos mapas de isossistas do terremoto de 1955 na ST (Carvalho,

1998) e do terremoto de 1998 na ZSPG (Barros et al., 2009). Este mapa é uma aproximação do que seria um mapa de isossistas de um terremoto de 6,2-6,5 m_b , com epicentro na ZSPG.

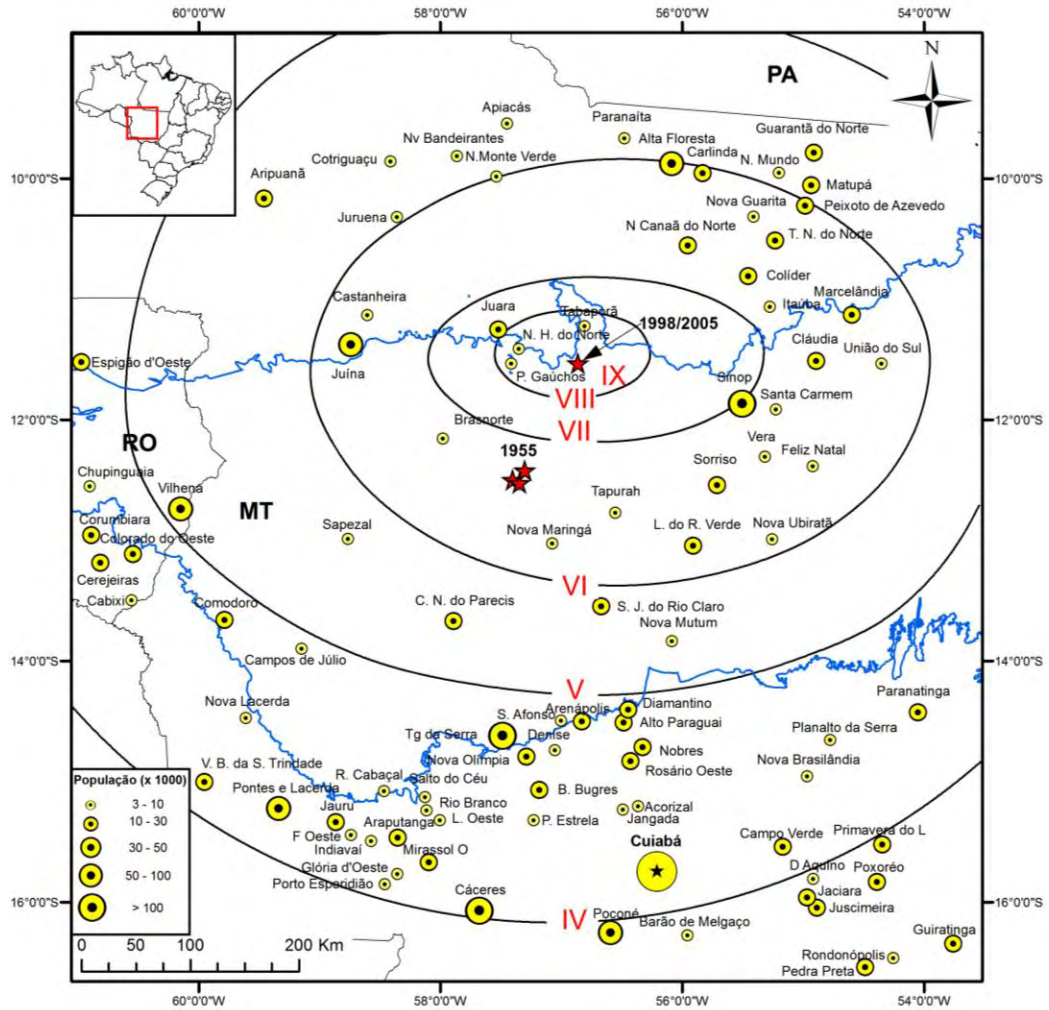


Fig. 1.3 – Mapa macrossísmico das intensidades que seriam observadas na hipótese de um terremoto com magnitude de 6,2 – 6,5 m_b , com epicentro na ZSPG. As isossistas foram traçadas com base nos dados dos terremotos da Serra do Tombador (Carvalho, 1998) e de Porto dos Gaúchos, de 10 de março de 1998 (Barros et al., 2009). Os tamanhos dos círculos indicam a população de cada cidade, conforme legenda. A linha contínua azul indica o limite da Bacia dos Parecis. As três estrelas mais a sul indicam os epicentros do terremoto de 1955, determinados pelo ISC, Assumpção e Suarez (1988) e por Enghdal (Comunicação pessoal, 2002).

A forma das isossistas seguiu o padrão da distribuição das intensidades do terremoto de 1998, considerando os escassos dados observacionais para o terremoto de 1955. A ideia desse mapa é mostrar, a partir das intensidades possíveis, o potencial de risco sísmico no centro-norte do estado de Mato Grosso, associado à zona sísmica de Porto dos Gaúchos.

Com as devidas ressalvas das incertezas envolvidas na sua confecção, seja no traçado das isossistas ou na localização do epicentro, o mapa da Fig. 1.3 representa um cenário de perigo, considerando que nenhuma das cidades do interior da isossista de intensidade VI existiam em 1955. Dessa forma, intensidades VII e VIII e, quem sabe, até IX são possíveis. Portanto, ele deveria

Os objetivos gerais da tese estão bem explicitados no seu título: **SISMICIDADE** (apresentar a distribuição espacial e temporal das ocorrências sísmicas em Porto dos Gaúchos), **ESFORÇOS TECTÔNICOS** (determinar a orientação das tensões responsáveis pelos terremotos na área) **E ESTRUTURA CRUSTAL** (determinar um modelo 1D para a área) **DA ZONA SISMOGÊNICA** (área dotada de instabilidade crustal na intraplaca brasileira, cujos parâmetros de fonte serão estudados) **DE PORTO DOS GAÚCHOS** (uma das zonas sísmogênicas mais importante do Brasil).

Os objetivos mais específicos são:

1. Localizar, dimensionar e caracterizar a ZSPG, no que diz respeito ao seu comportamento sísmico nas últimas quatro décadas, utilizando registros históricos e instrumentais;
2. Reexaminar e discutir a ocorrência isolada do terremoto da Serra do Tombador, de 1955;
3. Determinar a orientação das tensões responsáveis pelos sismos das seqüências de 1998 e de 2005, com o emprego de estudo de mecanismo focal composto;
4. Estimar a atenuação das ondas sísmicas na ZSPG, com vistas ao estudo de fonte sísmica e de risco sísmico;
5. Determinar a espessura dos sedimentos debaixo de cada estação, com o emprego das técnicas de função do receptor e de refração sísmica rasa;
6. E, a partir dos resultados acima, indicar outros estudos futuros, alguns já iniciados (Barros e Rancan, 2004; Barros, 2005), que irão contribuir para um melhor entendimento da sismicidade da ZSPG e na determinação do perigo sísmico na área.

1.3. Fonte dos dados

Os dados usados nesta tese provêm basicamente de duas fontes: Catálogo Sísmico Brasileiro (SISBRA), cujo corpo central é o catálogo de Berrocal *et al.*, (1984), que contém os registros de sismos históricos e instrumentais registrados por estações sísmográficas brasileiras e por estações da rede mundial até 1981. Após 1981, o SISBRA vem sendo atualizado com os dados sísmicos divulgados no Boletim Sísmico Brasileiro, publicado na Revista Brasileira de Geofísica.

A outra fonte é a Base de Dados de Porto dos Gaúchos e Juara (PGJUA), que consiste dos registros locais e regionais de quase 7000 tremores de terra com epicentro na ZSPG, dos quais cerca de 1000 foram localizados, sendo que apenas 10% destes tiveram boa precisão.

1.4. Importância da tese

O fato de, até hoje, nenhum sismo brasileiro ter afetado severamente algum centro urbano importante e de apenas um ter ocasionado danos materiais e uma vítima fatal na Vila de Caraíbas/Itacarambi – MG, não deve diminuir a atenção que deve ser dada ao assunto, pois a história tem mostrado que grandes sismos podem ocorrer em regiões continentais estáveis, como é o caso do Brasil (Johnston, 1989; Johnston e Kanter, 1990), e as maiores probabilidades podem estar associadas com aqueles locais que já têm uma história sísmica de terremotos de magnitudes expressivas, como é o caso da ZSBP.

A Engenharia Sísmica estuda como o movimento do chão provocado pelas ondas sísmicas afeta as edificações, de modo a orientar o projeto de edificações sísmo-resistentes (Faccioli e Pessina, 2003; Sauter, 1989). A velocidade e aceleração do solo em cada local são controladas pela fonte, meio e resposta do local. Portanto, é de suma importância caracterizar as fontes sísmicas no que diz respeito a fatores, tanto relacionados com a geração dos terremotos como com a propagação de ondas sísmicas, particularmente com a sua atenuação (Somerville e Moriwaki, 2003).

Como a Sismologia ainda não consegue prever os terremotos e, mesmo se o fizesse, não conseguiria evitá-los, o melhor que se pode fazer é se prevenir e tentar reduzir os seus efeitos, inferindo as máximas intensidades/acelerações possíveis nos diversos locais de interesse, causadas pelos máximos terremotos esperados em cada fonte sismogênica. Esta informação é fundamental para projetos de edificações sísmo-resistentes (Reiter, 1991).

As características de movimento forte do chão dependem das dimensões físicas da fonte, das condições de propagação e da resposta do local à excitação das ondas sísmicas. Esses três fatores são parametrizados pela magnitude, tipo de falhamento, distância fonte-local, geomorfologia e geologia dos locais sobre os quais se assentam as edificações. A análise de risco sísmico, mesmo o mais simples - o determinístico (baseado em cenários) - necessita de informações relativas aos tamanhos, às localizações espaciais de terremotos postulados como padrões e à caracterização dos efeitos naturais que estas fontes podem produzir em um determinado local. Neste caso, o movimento vibratório do chão, que é comumente estimado com o uso de uma relação de atenuação ou modelo de movimento do chão (Campbell, 2003).

Considerando o cenário apresentado na Fig. 1.3, conclui-se que estudos de perigo sísmico no centro norte de Mato Grosso são necessários e urgentes. Esta tese contribui com esses estudos no que diz respeito a: características de fonte (localização, suas dimensões e regime de esforços); atenuação das ondas sísmicas e espessura de sedimentos, parâmetro fundamental na avaliação dos efeitos locais.

Nas próximas três seções são discutidas as características da sismicidade brasileira, é feita uma atualização da sismicidade na ZSPG e, por fim, são apresentados os resumos dos três artigos que compõem a tese.

1.5. Características da sismicidade brasileira

A sismicidade brasileira (Fig. 1.5) é notadamente não uniforme. Existem zonas de alta concentração e outras completamente assísmicas. A ausência de sismos em algumas áreas, como nas regiões norte e centro-oeste pode não estar necessariamente relacionada com assismicidade, pois o processo de ocupação territorial e a tardia instalação de estações sismográficas afetaram os registros históricos e instrumentais nessas regiões (Berrocal *et al.*, 1984). As concentrações sísmicas em outras partes, particularmente na região nordeste (estados do Rio Grande do Norte e Ceará), com epicentros distribuídos ao redor da bacia marginal Potiguar, reflete, de fato, a presença de uma área sísmica expressiva. Ferreira *et al.* (1998) mostraram que a atividade sísmica nesta área está confinada nos primeiros 10 km da crosta superior e que um campo de esforços de cisalhamento atua nessa região com compressão paralela e extensão perpendicular à costa. Três terremotos importantes ocorreram nesta área, todos com intensidades (MM) VII e severos danos em suas respectivas áreas epicentrais: terremoto de Pacajus, de 20/11/1980, 5.2 m_b (número 9 da Fig.1) e terremotos de João Câmara, de 30/11/1986 (5,1 m_b) e de 03/10/1989 (5,0 m_b), sismos 12 e 13 da Fig. 1.1 (Takeya *et al.*, 1989; Assumpção, 1998a,c).

Uma zona linear SW-NE, que abrange terrenos dos estados de Goiás e Tocantins, é claramente observada no mapa da Fig. 1.5. Assumpção *et al.* (1984) mostraram que esta zona linear é paralela, mas não coincidente com o Lineamento Transbrasiliano, uma série de falhas do Proterozóico superior e Paleozóico inferior, de direção SW-NE. Essa zona sísmica foi correlacionada com um alto gravimétrico de direção SW-NE (Fernandes *et al.*, 1991). Como é uma zona de baixas magnitudes ($m_b \leq 3,5$), somente veio a ser mais bem definida recentemente, com a instalação de estações na área (Barros e Carvalho, 1996; Veloso *et al.*, 1997). O maior sismo associado a essa feição ocorreu em Aruanã/GO, em 12/07/1993, com magnitude 4,1 m_R e intensidade $I_{máx} = V$ (MM).

Na região sudeste observa-se uma grande concentração sísmica, especialmente de baixas magnitudes o que se deve em parte a uma melhor cobertura do monitoramento, visto que nessa região encontra-se um maior número de estações em reservatórios hidrelétricos e devido também a vários estudos realizados na região pelo grupo de sismologia do IAG/USP (Assumpção *et al.*, 2004, Assumpção, 1998b-c; Assumpção *et al.*, 1997). O maior sismo observado ocorreu em 1922, em Mogi Guaçu, com magnitude 5,1 m_b e intensidade $I_{máx} = VI$ (MM) (evento 1 da Fig. 1.1) (Berrocal *et al.*, 1984). Mesmo assim, os sismos nessa região não têm uma distribuição uniforme (Fig. 1.5).

Dos sismos presentes na Bacia Intra-Cratônica do Amazonas, destacam-se dois: o sismo de Codajás/AM, de 05/08/1983, com magnitude 5,5 m_b e I_{max} VII (MM) (evento 10 da Fig. 1.1) e o sismo de Manaus, de 13/12/1963, com magnitude 5,1 m_b (evento 6 da Fig. 1.1). O sismo de Codajás ocorreu sob um regime de falhamento inverso, com o eixo P orientado na direção NNE-SSW (Assumpção et al., 1983), o que não se coaduna com a orientação dos esforços teóricos (E-W) obtidos para a área por Coblenz e Richardson (1996). Da mesma forma, o sismo de Manaus, apresentou eixo P de orientação quase N-S (Assumpção, 1988a). Zoback e Richardson (1996) e Lima et al. (1997) concluíram que esta rotação se deve à presença de uma densa intrusão magmática (*rift pillow*), na crosta inferior, perpendicular ao eixo do *rift* Paleozóico do Amazonas, que, além de rotacionar para o norte os esforços regionais (E-W) em cerca de 75°, produz esforços compressoriais perpendiculares ao eixo do *rift* da ordem de 60-100 MPa, capazes de reativar antigas zonas de fraquezas associadas ao *rift* do Amazonas.

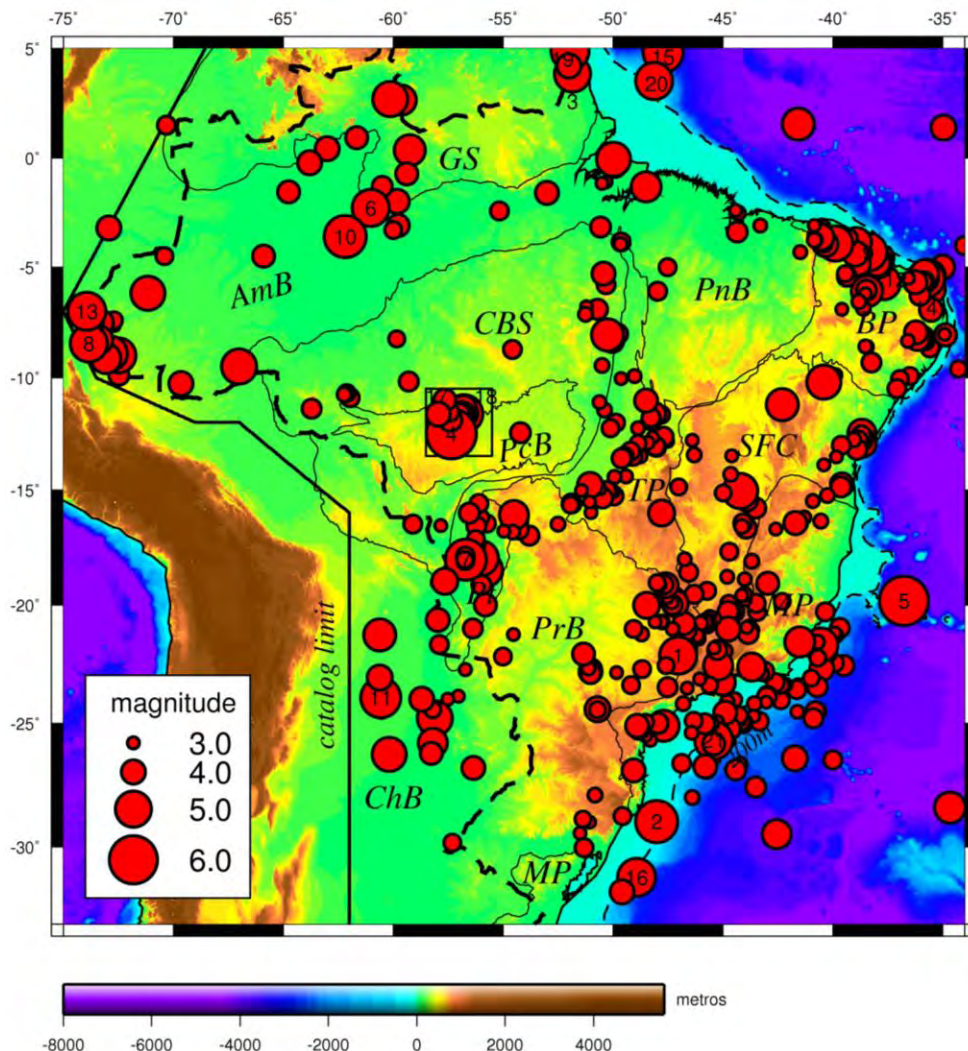


Fig. 1.5 - Mapa epicentral da sismicidade brasileira com magnitudes $\geq 3.0 m_b$, desde 1767. A área de estudo está destacada pelo quadrado preto. Os números estão de acordo com a Tabela 1.1. As linhas separam as principais províncias geológicas brasileiras (Almeida et al., 2000), como indicado na Fig.1.1. Os epicentros, indicados pelos círculos vermelhos, são do catálogo de Berrocal et al. (1984) + Boletins Sísmicos Brasileiros.

Outro fato relevante a ser destacado nas figuras 1.1 e 1.5 é o padrão diferenciado de sismicidade nas margens continentais do sudeste e do nordeste. No sudeste, os sismos ocorrem na litosfera oceânica (entre 20 e 32 graus de latitude sul), em áreas onde a crosta continental foi distendida durante a separação do Atlântico Sul; enquanto que os sismos do nordeste ocorrem no continente, sob um regime de falhamento transcorrente, com compressão horizontal paralela à linha da costa (Assumpção, 1998 a-c).

Não se observa nenhuma correlação clara entre a distribuição epicentral e as principais províncias geológicas do continente. Exceção se faz na bacia do Paraná, que parece ser bem mais assísmica em relação ao resto do país, apesar de terem sido observadas, em sua borda, sismos de pequenas magnitudes relacionadas ao enchimento de reservatórios hidrelétricos, com quatro casos comprovados de Sismicidade Desencadeada por Reservatórios (SDR) (Assumpção *et al.*, 1997 e 2002). Recentemente, Ferreira *et al.* (2008) verificaram uma correlação clara dos sismos de Caruaru/PE com o Lineamento de Pernambuco. Lopes *et al.* (2009) mostraram que a atividade sísmica em Belo Jardim/PE também é uma reativação do Lineamento de Pernambuco.

1.6. Atualização da sismicidade de Porto dos Gaúchos até agosto de 2009

As atividades de réplicas dos dois terremotos principais em Porto dos Gaúchos, de 10 de março de 1998 e de 23 de março de 2005, foram monitoradas com duas redes sísmicas locais. A primeira, com até dez estações (nem todas funcionando simultaneamente), operou de 13 de março de 1998 a 13 de dezembro de 2002, quando foi parcialmente desativada; a segunda, com cinco estações, operou de 27 de março a 11 de julho de 2005, quando permaneceu apenas a estação PDRB, que foi instalada no 50º aniversário do Terremoto da Serra do Tombador, em 31 de janeiro de 2005. Operou com um sismômetro *Guralp, CMG-40T* (30s – 50 Hz) e um *datalogger* da marca Quanterra, modelo 4120, com taxa de amostragem de 20 sps (gravação contínua) e 100 sps (gravação por *trigger*). A mídia de gravação, fita DAT de 2 GB, apresentou muitos problemas na gravação e, às vezes, na reprodução dos dados. Em abril de 2008, foi estabelecido um link de comunicação via satélite e os dados passaram a ser gravados, a uma taxa de 100 sps, em tempo quase real, em Brasília (Fig. 1.6). O *Datalogger Quanterra* foi substituído por um *DM-24*, da *Guralp*.



Fig. 1.6 - Estação PDRB, durante os trabalhos de implantação da transmissão por satélite para Brasília. A estação está instalada sobre afloramento de granito/gnaíse no interior da Bacia (Nakayoshi, 2005).

No Capítulo 2 são apresentados gráficos com a evolução temporal da sismicidade das duas sequências sísmicas. Entretanto, para a segunda seqüência, o gráfico cobre apenas o período de março a outubro de 2005. A Fig. 1.7 mostra um histograma com a evolução de toda a seqüência, até agosto de 2009. As lacunas estão relacionadas com a perda de dados, tanto na gravação quanto na reprodução. A estação PDRB funcionou de forma mais regular a partir da implantação da transmissão por satélite. Neste período, detectou 567 eventos, com uma média mensal de cerca de 35 eventos, com magnitudes na faixa de 0,4 - 3,0 m_D .

A Fig. 1.8 mostra os epicentros de 44 eventos localizados com quatro ou cinco estações da rede sísmográfica de 2005. Os eventos estão mais concentrados próximos da estação PDRB, na extremidade NE da falha sísmogênica e menos em sua extremidade SW, com uma lacuna de cerca de 2 km. Entretanto, esses eventos foram detectados em um período de menos de dois meses (abril e maio de 2005), insuficiente para caracterizar a distribuição espacial de uma atividade de réplicas que já dura quase cinco anos. Como se observa, os epicentros estão distribuídos a distâncias de um a seis km da estação PDRB, sendo que a maior concentração está até 3 km, com um *cluster* na extremidade SW, próxima da estação JAKB.

chegadas das ondas S e P na estação PDRB. A Fig. 1.9 apresenta um histograma dessa distribuição, onde se observa que 83% da sismicidade detectada no período está localizada entre 2 e 3 km da estação e os 17% restantes estão distribuídos entre 4, e 7 km da estação. Isto mostra que a parte mais ativa da falha no período está localizada em sua extremidade NE, e que pode ter havido uma migração da atividade para SW, com os sismos, provavelmente, ocorrendo ao longo de toda a falha (SW-NE).

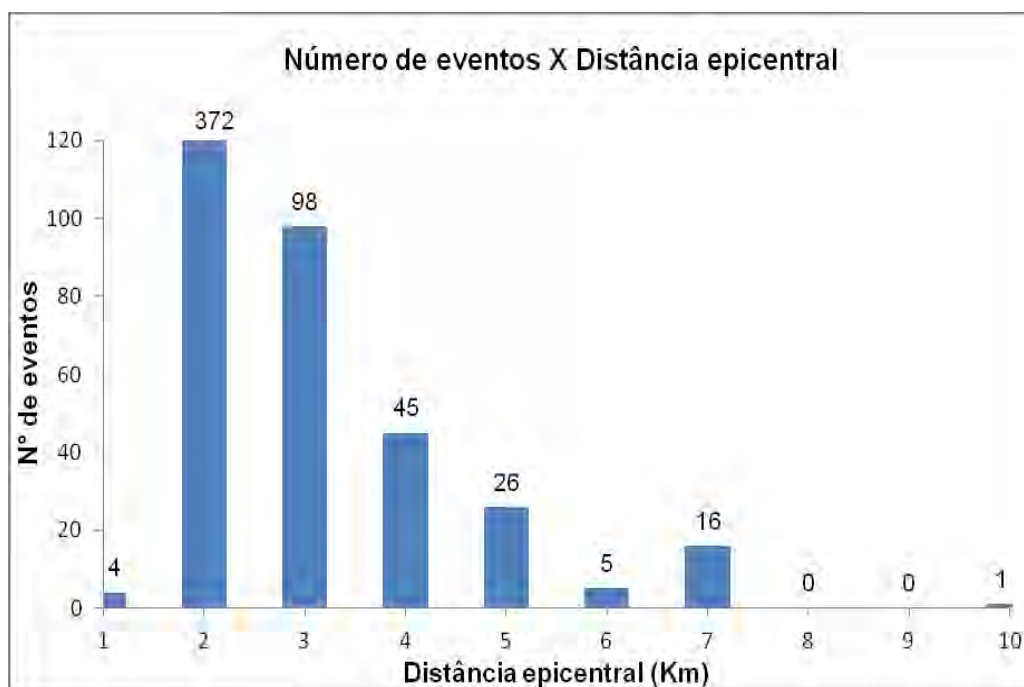


Fig. 1.9 - Distribuição por distância epicentral da estação PDRB, dos eventos detectados (567 eventos) entre abril de 2008 a agosto de 2009, período em que os dados foram transmitidos via satélite em tempo quase real para Brasília.

1.7. Resumo dos artigos

Nas três seções que se seguem são apresentados resumos dos três artigos, um já publicado e dois submetidos à publicação. A ordem dos resumos e, portanto, dos artigos na tese, seguiu a ordem de publicação e/ou de submissão.

1.7.1. Artigo 1 – Capítulo 2

The intraplate Porto dos Gaúchos seismic zone in the Amazon craton - Brazil

Publicado na Revista *Tectonophysics*, 469 (2009), 37-47.

Neste artigo é apresentada e discutida a sismicidade do centro-norte do Estado de Mato Grosso. Inicialmente, esta sismicidade é contextualizada no quadro da sismicidade brasileira e esta com a sismicidade observada em interiores continentais estáveis.

Dois sismos de magnitude 5 ocorreram em Porto dos Gaúchos, em março de 1998 (5,2 m_b) e março de 2005 (5,0 m_b) com intensidades máximas de VI e V, respectivamente. As atividades de réplicas desses dois sismos duraram mais de três anos cada. Essas duas seqüências sísmicas foram estudadas com duas redes sismográficas locais, implantadas pelo Observatório Sismológico da Universidade de Brasília. A primeira rede detectou cerca de 2500 eventos e, a segunda 4500. Razões V_p/V_s para as duas seqüências foram determinadas com o diagrama de Wadati.

Um experimento de refração sísmica foi realizado com duas explosões para ajudar a definir o modelo de velocidade sísmica. Os sismos foram localizados testando-se diferentes códigos de localização (singular, conjunta e probabilística). Entretanto, optou-se pelos resultados dos códigos Hypocenter (Lienert e Havskov, 1995) e Velest (Kissling, 1995).

Ambas as seqüências ocorreram na mesma falha de rejeito direcional, com pequena componente inversa e orientação WSW-ENE. A zona epicentral está próxima da borda norte da Bacia dos Parecis, onde existem grabens, geralmente de orientação WNW-ESE, como o graben Mesoproterozóico dos Caiabis, que se encontra parcialmente sob a Bacia dos Parecis. No entanto, a distribuição epicentral indica que as seqüências de 1998 e de 2005 estão relacionadas a uma falha de orientação N60°E, que, provavelmente, cruza todo o Graben dos Caiabis. O terremoto de 1955, a despeito da incerteza na localização de seu epicentro, também não parece estar relacionado diretamente com qualquer graben. Portanto, a sismicidade da zona sísmica de Porto dos Gaúchos não está diretamente relacionada com crosta distendida. A provável direção do esforço horizontal máximo, próximo de Porto dos Gaúchos, é aproximadamente E-W, que é consistente com outros mecanismos focais mais para o sul, na bacia do Pantanal e no Paraguai, mas é diferente da orientação NW-SE observada mais ao norte, na bacia do Amazonas.

A sismicidade recorrente observada em Porto dos Gaúchos, e o grande terremoto da Serra do Tombador tornam essa área da Bacia dos Parecis uma das zonas sísmicas mais importante do Brasil.

1.7.2. Artigo 2 – Capítulo 3

Coda wave attenuation in the Parecis basin, Amazon Craton, Brazil: sensitivity to basement depth

Submetido, em agosto de 2009, ao *Journal of Seismology* (em fase de revisão).

Neste artigo foi determinada a atenuação das ondas de coda na banda de 1 a 24 Hz, com eventos de baixas magnitudes ($1,2 < m_D < 3,4$), relacionados à atividade de réplicas dos sismos principais de 10 de março de 1998 ($5.2 m_b$) e de 23 de março de 2005 ($5.0 m_b$). Empregou-se o método do decaimento das ondas de coda no domínio do tempo, com o modelo de retro espalhamento simples, para estimar a dependência com a frequência do fator de qualidade (Q_c) das ondas de coda. Valores de Q_c foram estimados nas frequências centrais (e banda) de 1,5 (1-2), 3,0 (2-4), 6,0 (4-8), 9,0 (6-12), 12 (8-16) e 18 (12-24) Hz. Foram utilizados cinco conjuntos de dados, selecionados de acordo com o ambiente geotectônico amostrado, bem como com a habilidade de amostrar estruturas rasas e profundas, particularmente os sedimentos da Bacia dos Parecis e o embasamento cristalino do Craton Amazônico.

Q_c foi modelado utilizando a fórmula $Q_c = Q_0 f^\eta$, onde Q_0 é o fator de coda na frequência de 1 Hz e η é o parâmetro de frequência. Para a bacia dos Parecis $Q_c = (98 \pm 12) f^{(1.14 \pm 0.004)}$ e para o craton $Q_c = (167 \pm 46) f^{(1.03 \pm 0.04)}$. Considerando-se toda região envolvendo a bacia e o craton temos $Q_c = (167 \pm 46) f^{(1.03 \pm 0.04)}$.

Neste artigo foi mostrado que a energia das ondas de coda é atenuada mais fortemente nos sedimentos do que no embasamento. Além disso, as ondas de coda se mostraram sensíveis à espessura do pacote sedimentar. Onde os sedimentos são mais espessos, os valores de Q_c são menores (maior atenuação) e, vice-versa, onde são mais finos Q_c é maior (menor atenuação). Portanto, a análise das ondas de coda pode contribuir para inferências sobre estruturas geológicas presentes na crosta superior, já que a média dos valores do fator de qualidade é dependente da espessura da camada sedimentar.

1.7.3. Artigo 3 – Capítulo 4

Basement depths in the Parecis basin (Amazon), with receiver functions from small local earthquakes in Porto dos Gaúchos seismic zone

Submetido, em Outubro de 2009, ao *Journal of South American Earth Sciences*.

Pequenos sismos locais das duas seqüências sísmicas em Porto dos Gaúchos foram utilizados com a técnica de função do receptor para determinar a espessura dos sedimentos na Bacia dos Parecis, embaixo de 15 estações. O alto contraste de velocidades existente entre os sedimentos e o embasamento (mais de 100%) favorece a geração de fases convertidas claras: P convertida em S (fase P_s), observada na componente radial, e S convertida em P (fase S_p), observada na componente vertical. As diferenças de tempos P_s -P são proporcionais à espessura dos sedimentos debaixo de cada estação. Essas diferenças se devem aos diferentes caminhos de propagação das fases P_s e P, desde a interface até a superfície, e também às diferenças em suas velocidades.

Um modelo de velocidade 1D foi determinado com um experimento de fonte controlada, com duas explosões de 200 kg de dinamites detonados em furos de 40m, localizados dentro da zona sismogênica. Os resultados desse experimento, ou seja, a determinação de α_1 e α_2 (velocidades da onda P nos sedimentos e embasamento, respectivamente), β_1 e β_2 (velocidades da onda S nos sedimentos e embasamento, respectivamente) e K (V_p/V_s) permitiram converter as diferenças de tempos $P_s - P$ em profundidades do topo do embasamento embaixo de cada estação. Portanto, a integração dos dados de função do receptor com os dados de refração sísmica rasa revelaram a topografia do embasamento na zona sísmica de Porto dos Gaúchos (ZSPG).

Os parâmetros do modelo (α_1 , K e α_2) foram variadas por tentativa e erro de modo que os tempos de percurso dos dois tiros fossem o mais consistente possível e a dispersão nos tempos de trânsito fosse reduzida. O melhor modelo foi encontrado para ser: H = 0,3 km, $\alpha_1 = 3,0$ km / s, $\alpha_2 = 6,1$ km / s, K = 2,5.

O modelo de velocidade proposto neste estudo para a Bacia dos Parecis na ZSPG parece ser muito estável e consistente, já que as funções do receptor para diferentes eventos em cada estação têm basicamente a mesma forma de onda, com diferenças Ps-P iguais. O afloramento existente na estação PDRB, localizada no meio da bacia foi detectado claramente pelas funções do receptor nesta estação e as estações localizadas fora da bacia, em afloramento cristalino do Craton Amazônico, não mostraram quaisquer fases convertidas.

Sinais de alta frequência de sismos locais parecem ser muito eficientes *na detecção de pequenos detalhes da topografia do embasamento em bacias sedimentares*. Assim, sugerimos o uso desses sinais, com a técnica de função do receptor, em ambientes geológicos semelhantes, na determinação da profundidade da interface sedimentos-embasamento.

A falha sismogênica de Porto dos Gaúchos está próxima de um alto do embasamento o qual pode estar relacionado também com a mesma feição geológica responsável pelos sismos da ZSPG.

1.8. Referências

- Almeida, F.F.M., Neves, B.B.B., Carneiro, C.D.R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Sci. Rev.* 50, 77–111.
- Assumpção, M., 1992. The regional intraplate stress field in South America. *J. Geophys. Res.* 97, vol. B8. 11, 11889-11903.
- Assumpção, M., 1998a. Sismotectónica y esfuerzos en Brasil. *Física de la Tierra* 10, 149-166.

- Assumpção, M., 1998b. Focal mechanism of small earthquake in the southeastern Brazilian shield: a test of stress models of South America plate. *Geophys. J. Int.* 133, 490 – 498.
- Assumpção, M., 1998c. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 88, No. 1, 160-169.
- Assumpção, M., Ortega, R., Berrocal, J. e Veloso, J.A.V., 1983. O sismo de Codajás/AM, *Revista Brasileira de Geofísica*. V. 2, 39-44.
- Assumpção, M., Fernandes, E. P., Araujo Filho, J. O., Sa, N. C., 1984. Levantamento gravimétrico do complexo de Barro Alto, GO: resultados preliminares. *Revista Brasileira de Geofísica*, V. 3, p. 1-7.
- Assumpção, M., Suarez, G., Veloso, J.A.V., 1985. Fault plane solution of intraplate earthquakes in Brazil: Some constraints on regional stress field. *Tectonophysics*, 113, 283-293.
- Assumpção, M. & Suarez, G., 1988. Source mechanisms of moderate size earthquakes and stress orientation in mid-plate South America. *Geophysical Journal*, 92, 253-267.
- Assumpção, M.; Barbosa, J. R., Berrocal, J., Bassini, A. M., Veloso, J. A. V., Marza, V. I., Huelsen, M. G. & Ribotta, L. C., 1997. Seismicity patterns and focal mechanisms in southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica*, V. 15, 119-132.
- Assumpção, M.; Marza, V.; Barros, L.; Chimpliganond, C.; Soares, J. E.; Carvalho, J.; Caixeta, D. Amorim, A. & Cabral, E., 2002. Reservoir induced seismicity in Brazil. *Pageoph* 159, 597-617.
- Assumpção, M., Schimmel, M., Escalante, C., Barbosa, J.R., Rocha, M. & Barros, L.V., 2004. Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spot, *Geophys. J. Int.* 159, 390 – 399.
- Barros, L.V., Assumpção, M., Quintero, R., Caixeta, D., 2009. The intraplate Porto dos Gaúchos seismic zone in the Amazon craton Brazil. *Tectonophysics (Amsterdam)*, V. 469, 37-47.
- Barros, L.V., 2005. Determinação dos parâmetros de fonte do sismo de 10/03/1998 de Porto dos Gaúchos/MT por análise espectral de sinais. *9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*. Salvador, Brazil, 11-14 September 2005, 6p.
- Barros, L.V.; Caixeta, D.F., Chimpliganond, C.N., Fontenele, D.P., 2005. *Evolution of the Areado/MG seismic sequence - started in January, 2004*. *9th International Congress of the Braz. Geophysical Soc.*, 11- 14 Sep., Salvador/BA, 6pp.
- Barros, L.V. e Rancan, C.C., 2004. Estudos crustais na área sismogênica de Porto dos Gaúchos/MT, baseados em sísmica de refração e função do receptor. I Simpósio Regional da Sociedade Brasileira de Geofísica. São Paulo, 26-28 de setembro de 2004, 4p.

- Barros, L. V.; Caixeta, D. e Fontenele, D., 2004. *Seqüência sísmica de Areado/MG, iniciada em janeiro de 2004: Resultados preliminares*. I Simpósio Regional da Soc. Bras. de Geofísica, 26-28 de setembro de 2004, São Paulo, 4p.
- Barros, L.V. e Caixeta, D. F., 2003. One-dimensional multilayer velocity model for Porto dos Gauchos/MT. *8th Intern. Congress of the Brazilian Geophysics Society*, Rio de Janeiro/RJ, 14-18 set/2003, 6 p.
- Barros, L. V. & Carvalho, J. M. 1996. Rede Sismográfica Digital do Reservatório de Serra da Mesa. *Observatório Sismológico, Universidade de Brasília*, 188p.
- Berrocal, J., Assumpção, M., Antezana, R., Dias Neto, C., Ortega, R., França, H., Veloso, J.A., 1984. Sismicidade do Brasil. Published by IAG/USP and Comissão Nacional de Energia Nuclear, Brazil, 320p.
- Campbell, K., 2003. Strong-motion attenuation relations, *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology*, V. 2. Edited by William HK Lee H. Kanamori P..C. Jennings & Carl Kisslinger, 1003-1012.
- Carvalho, J. M., 1998. Seismic observation in the Brazilian Amazon, *Bulletin of the International Institute of Seism. and Earthquake Engineering*, V. 32, 63-78.
- Chimpliganond, C.N., Assumpção, M., Von Huelsen, M., França, G.S., 2009. The intracratonic Caraibas-Itacarambi earthquake of December 09, 2007 (4.9 m_b), Minas Gerais State, Brazil. *Tectonophysics* < [doi:10.1016/j.tecto.2009.09.016](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.09.016)>.
- Coblentz, D. D. & Richardson, R. M., 1996. Analysis of the South American intraplate stress field. *J. of Geoph. Res.*, Vol. 101, No. B4, 8643-8657.
- Colonizadora Nordeste Mato-grossense Arinos, 1959. Relatório Técnico nº 54, fevereiro de 1959.
- Faccioli, E. & Pessina, V., 2003. Use of engineering seismology tools in ground shaking scenarios. *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology*, Vol. 2. Edited by William HK Lee H. Kanamori P.C. Jennings & Carl Kisslinger, 1031-1048.
- Fernandes, E. P., Blum, M. & Ribeiro, R., 1991. The Goiás seismic zone, a new approach. *Anais do 2º Congresso Int. Bras. Geophys. Soc.* V.2, 553-558, Salvador/BA.
- Ferreira, J.M., Takeya, M., Costa, J.M., Moreira, J.A., Assumpção, M., Veloso, J.A.V., Pearce, R.G., 1987. A continuing intraplate earthquake sequence near João Câmara, Northeastern Brazil, preliminary results. *Geophys. Res. Lett.* 14, 1042-1045.

- Ferreira, J.M, Oliveira, R.T.; Takeia, M. K. & Assumpção, M., 1998. Superposition of local and regional stresses in NE Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophys. J. Int.* 134, 341-355.
- Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., do Nascimento, A.F., Sá, J.M. e França, G.S., 2008. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil. *Tectonophysics*, 456, 111-126.
- Gangopadhyay, A. & Talwani, P., 2005. Fault intersections and intraplate seismicity in Charleston, South Caroline: Insights from 2-D numerical model. *Current Science*, Vol. 88, Nº 10, 1609-1616.
- Gangopadhyay, A., Talwani, P., 2003. Symptomatic features of intraplate earthquakes. *Seism. Res. Lett.* 74, 863–883.
- Hough, S. E., Armbruster, J. G., Seeber, L., Hough, J. F., 2000. On the Modified Mercalli intensities and magnitudes of the 1811-1812 New Madrid earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **105**, 23,839-23,864.
- Johnston, A.C., 1989. The seismicity of stable continental interiors. In: *Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Post-Glacial Rebound*. S. Gregersen and P.W. Basham (eds), Kluwer, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 299–327.
- Johnston, A.C., Kanter, L.R., 1990. Earthquakes in stable continental crust. *Sci. Am.* 262, 68–75.
- Kenner, S.J., Segal, P., 2000. A mechanical model for intraplate earthquakes: Application to the New Madrid Seismic Zone. *Science*, Vol. 289 (5488), 2329–2332.
- Kissling, E., 1995. Program and VELEST user's guide - Short introduction. Institute of Geophysics, ETH Zuerich & Swiss Seismological Service, ETH-Hoenggerberg. 26 p.
- Lienert, B.R., Havskov, J., 1995. A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismol. Res. Lett.* 66 (5), 26–36.
- Lima, C., Nascimento, E. & Assumpção, M., 1997. Stress orientation in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis – implications for force models in the South American plate. *Geophys. J. Int.*, 130(1), 112-124.
- Lomnitz, C., 1974. *Global Tectonics and Earthquake Risk*. Developments in Geotectonic 5, Elsevier, Amsterdam, 32p.
- Lopes, A.E.V., Assumpção, M., do Nascimento, A.F., Ferreira, J.M., Menezes, E. A., Barbosa, J. R., 2008. Intraplate earthquake swarm in Belo Jardim, NE Brazil: Reactivation of a major late Proterozóico shear zone (pernambuco Lineament). *Geophysical Journal International*.

- Mendiguren, J.A. e Richter, F. M., 1978. On the origin of compressional intraplate stresses in South America. *Phys. Earth Planet Inter.* v. 16, 318-326.
- Nakayoshi, T., 2005. Caracterização sísmo-tectônica da área de Porto dos Gaúchos, Mato Grosso, Brasil. Dissertação de mestrado, IG - UnB, 86p.
- Reiter, L., 1991. Earthquake hazard analysis issues and insights. Columbia University Press, New York, 254 p.
- Sauter, F.F., 1989 Fundamentos de engenharia sísmica - Introducción a la Sismología - Las bases del diseño sísmoresistente, 271p.
- Sbar, M.L., Sykes, L.R., 1973. Contemporary compressive stress and seismicity in eastern North America: an example of intraplate tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84,1861-1882.
- Schulte, S.M., Mooney, W.D., 2005. An updated global earthquake catalogue for stable continental regions: reassessing the correlation with ancient rifts. *Geophys. J. Int.* 161, 707–721.
- Somerville, P e Moriwaki, Y., 2003. Seismic hazard and risk assessment and engineering practice. In: *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology.*
- Stein, S., 2007. Approaches to continental intraplate earthquake issues, Special Paper 425, the Geological Society of America, 16p.
- Sykes, L.R., 1978. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zone of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Rev. Geophys.* 16(4), 621-688.
- Talwani, P., 1989. Characteristic features of intraplate earthquakes and the models proposed to explain them. In: *Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Post-Glacial Rebound.* S. Gregersen & P. W. Basham (eds), Kluwer, Dordrecht, p. 289-297.
- Talwani, P., 1998. Fault geometry and earthquakes in continental interiors. *Tectonophysics* 305, 371 - 379.
- Talwani, P. e Rajendran, K., 1991. Some seismological and geometric features of intraplate earthquakes. *Tectonophysics*, 186, 19-41.
- Takeya, M.; Ferreira, J. M., Pearce, R. G., Assumpção, M., Costa, J. M. & Sophia, C. M., 1989. Intraplate earthquake sequence near João Câmara, northeast Brazil evolution of seismicity, *Tectonophysics*, 167, 117-131.

Veloso, J.A.V., Marza, V.I., Carvalho, J.M. e Barros, L.V., 1997. Recent seismic activity in the S-W edge of the Mato Grosso-Goiás-Tocantins (MGT) Belt (Central Brazil). Proceedings of the 5th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, São Paulo, V. 2, 964-967.

Zoback, M. D. e Zoback, M. L., 2003. State of stress in Earth Lithosphere, Int. Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Int. Assoc. Seismol. & Phys. Earth's Interior. V. 81A. 559-568.

Zoback, M.L., Richardson, R.M., 1996. Stress perturbation associated with the Amazonas *and other ancient continental rifts*. *J. Geophys. Res., B, Solid Earth Planets* 101 (3), 5459–5475.

Capítulo 2

The Intraplate Porto dos Gaúchos Seismic Zone in the Amazon Craton – Brazil

Lucas Vieira Barros¹, Marcelo Assumpção², Ronnie Quintero³ and Daniel Caixeta¹

¹ Observatório Sismológico, Universidade de Brasília; Brasília, DF, 70910-900 Brazil

Phone: 55 61 33404055 Fax: 55 61 32745927

e-mail: lucas@unb.br

² IAG, University of São Paulo; São Paulo, SP, 05508-090 Brazil.

e-mail: marcelo@iaq.usp.br

³ Observatório Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica, Universidad Nacional

Heredia, Costa Rica

e-mail: rquinter@una.ac.cr

Key words: intraplate seismicity, focal mechanism, Amazon craton, South America, Brazilian seismicity, continental rift

Article history:

Submitted to Tectonophysics: January 09th, 2008

Revised version: December 10th, 2008

Accepted: January 06th, 2009

Available on line: January 15th, 2009

Published: on April 09, 2009. Tectonophysics 469, 37-47

Abstract

The largest earthquake observed in the stable continental interior of the South American plate occurred in Serra do Tombador, Mato Grosso state - Brazil, on January 31, 1955 with magnitude 6.2 m_b . Since then no other earthquake has been located near the 1955 epicentre. However, in Porto dos Gaúchos, 100 km northeast of Serra do Tombador, a recurrent seismicity has been observed since 1959. Both Serra do Tombador and Porto dos Gaúchos are located in the Phanerozoic Parecis basin. Two magnitude 5 earthquakes occurred in Porto dos Gaúchos, in 1998 and 2005, with intensities up to VI and V, respectively. These two main shocks were followed by aftershock sequences lasting more than three years each. Local seismic stations have been deployed by the Seismological Observatory of the University of Brasilia since 1998 to study the “Porto dos Gaúchos” seismic zone (PGSZ). A local seismic refraction survey was carried out with two explosions to help define the seismic velocity model. Both the 1998 and 2005 earthquake sequences occurred in the same WSW-ENE oriented fault zone with right-lateral strike-slip mechanisms. The epicentral zone is in the Parecis basin, near its northern border where there are buried grabens, generally trending WNW-ESE, such as the deep Mesoproterozoic Caiabis graben which lies partly beneath the Parecis basin. However, the epicentral distribution indicates that the 1998 and 2005 sequences are related to a N60°E fault which probably crosses the entire Caiabis graben. The 1955 earthquake, despite the uncertainty in its epicentre, does not seem to be directly related to any buried graben either. The seismicity in the Porto dos Gaúchos seismic zone, therefore, is not directly related to rifted crust. The probable direction of the maximum horizontal stress near Porto dos Gaúchos is roughly E-W, consistent with other focal mechanisms further south in the Pantanal basin and Paraguay, but seems to be different from the NW-SE direction observed further north in the Amazon basin. The recurrent seismicity observed in Porto dos Gaúchos, and the large 1955 earthquake nearby, make this area of the Parecis basin one of the most important seismic zones of Brazil.

2.1. Introduction

Brazilian seismicity is lower than in other mid-plate regions such as Eastern North America, India, and Australia, where magnitudes larger than 7 have been observed, such as in the New Madrid area, USA, (Johnston, 1989; Johnston and Kanter, 1990; Johnston, 1996a,b; Gangopadhyay and Talwani, 2003; Schulte and Mooney, 2005). Mid-plate earthquakes in Brazil have not exceeded magnitude 6.2 m_b but intensities up to VI or VII are not uncommon and make seismic risk evaluation an important issue in projects of critical facilities such as nuclear installations. Models to explain intraplate earthquakes were proposed, for example, by Sbar and Sykes (1973), Sykes (1978), Talwani (1989), Talwani and Rajendran (1991) and Kenner and Segal (2000). Intraplate earthquakes appear to result from ruptures in weakness zones or from stress concentration. The proposed models try to correlate intraplate earthquakes with geological features that could indicate zones of crustal weakness such as extended crust in aborted rifts or continental margins (Johnston, 1989; Johnston et al., 1994),

or with structural inhomogeneities, which could concentrate stresses in the upper crust (e. g., Sykes, 1978; Talwani, 1989, 1999; Talwani and Rajendran, 1991; Kenner and Segal, 2000; Assumpção et al., 2004).

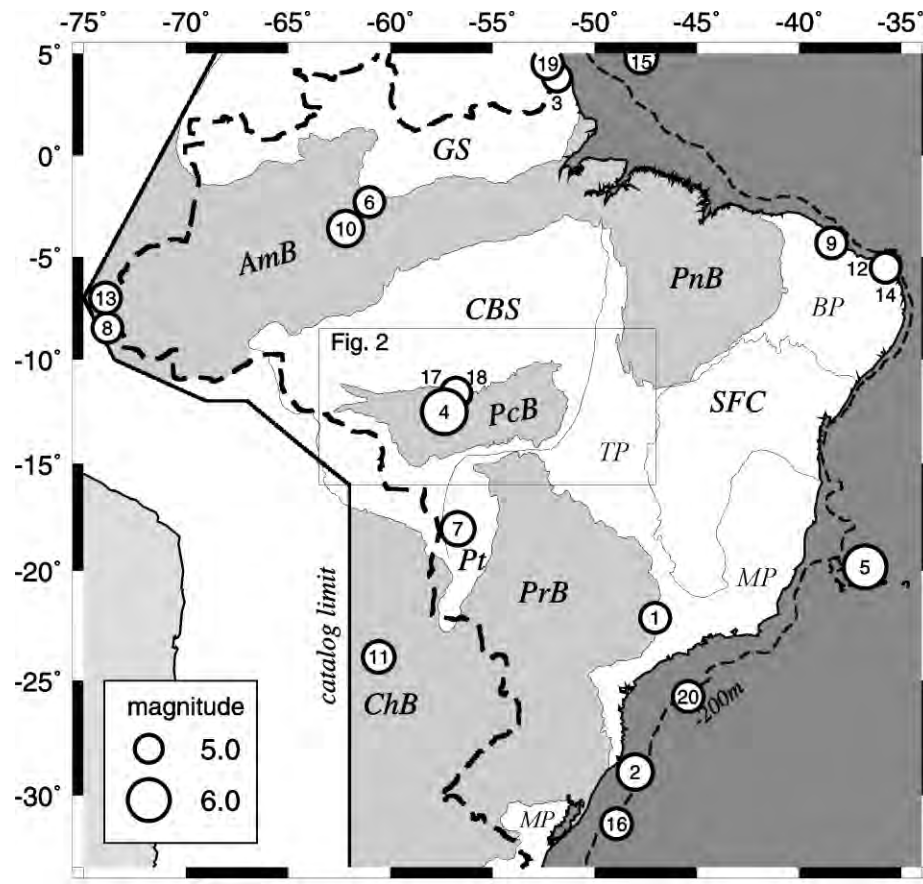


Fig. 2.1 - Brazilian earthquakes with magnitudes ≥ 5.0 mb since 1922, numbered as in Table 1. Circle sizes vary with the magnitudes. Lines show the main Brazilian geological provinces (Almeida et al., 2000): GS and CBS denote the Guyana and Central Brazil shields, respectively (which compose the Archean to Mesoproterozoic Amazon craton); Phanerozoic basins are: AmB Amazon Basin; ChB Chaco Basin; PnB Parnaíba Basin; PcB Parecis Basin; PrB Paraná Basin; Pt Pantanal Basin; SFC is the Archean to Mesoproterozoic São Francisco Craton. Neoproterozoic/Paleozoic foldbelts are: BP Borborema, TP Tocantins, and MP Mantiqueira Provinces. The dashed line offshore is the 200 m bathymetry. Thick dashed line is the Brazilian border. Epicentres from the catalogue of Berrocal et al. (1984), USGS bulletins and the references cited in Table 2.1.

Schulte and Mooney (2005) compiled an intraplate earthquake catalogue (magnitude ≥ 4.5) for stable continental regions (SCRs), and compared the data with a global catalogue of rifts (Sengor and Natal'in, 2001). 27% of the earthquakes fell in interior rifts/taphrogens, 25% were in rifted continental margins, and 36% occurred in non-rifted crust (the remaining 12% were uncertain). These numbers are similar to those presented in previous studies (Johnston and Kanter, 1990; Johnston et al. 1994), who found that 56% of all SCR earthquakes are associated with extended crust (interior rift and rifted continental margins). However, according to Schulte and Mooney (2005), if we consider continental interiors earthquakes only and exclude continental margin events, it is observed that non-rifted crust has experienced more earthquake than rifted crust. So, on a global scale, the correlation of seismicity

within SCRs and ancient rifts may have been overestimated in the past. Schulte and Mooney's (2005) new catalogue increased the previous one in 58% and has more reliable data covering the period of 1994 to 2003. However, Schulte and Mooney's results agree with previous studies for earthquakes with magnitudes larger than 6.0: most of them are associated with extended crust (interior rift and rifted continental margins). The earthquakes in non-rifted crust occur mainly in Precambrian basement (Gangopadhyay and Talwani, 2003).

Table 2.1 - Brazilian earthquakes with magnitudes $\geq 5.0 m_b$ since 1922.

Event Number	Date mm/dd/yyyy	Origin time (UT)	Epicenter Lat. Long.		depth	Epicentral error (km)	Location	Mag.	Source
1	01/27/1922	06:50:40	-22.17°	-47.04°	N	40	Mogi Guaçu/SP	5.1	1
2	06/28/1939	11:32:22	-29.00°	-48.00°	N	90	Tubarão/SC	5.5	1
3	09/17/1949	-	03.83°	-51.84°	N	100	Oiapoque/AP	5.0	1
4	01/31/1955	02:03:07	-12.52°	-57.35°	N	30	Serra do Tombador/MT	6.2	2
5	28/02/1955	22:46:18	-19.84°	-36.75°	N	30	offshore Vitória/ES	6.1	2
6	12/13/1963	21:05:42	-02.30°	-61.01°	45	30	Manaus/AM	5.1	3
7	02/13/1964	08:21:46	-18.06°	-56.69°	5	30	NW of Mato Grosso do Sul	5.4	3
8	08/09/1967	07:14:08	-08.45°	-73.83°	42	30	Peru-Brazil/AC	5.1	8
9	11/20/1980	00:29:42	-04.30°	-38.40°	5	10	Pacajus/CE	5.2	4
10	08/05/1983	03:21:42	-03.59°	-62.17°	23	20	Codajás/AM	5.5	3, 4
11	04/12/1985	11:34:57	-23.94°	-60.55°	21	30	Paraguay	5.3	8
12	11/30/1986	02:19:50	-05.53°	-35.75°	5	10	João Câmara/RN	5.1	5
13	10/24/1987	21:23:40	-07.01°	-73.94°	N	30	Peru-Brazil	5.2	ISC
14	03/10/1989	01:11:21	-05.46°	-35.69°	5	10	João Câmara/RN	5.0	6
15	04/12/1989	04:09:29	04.80°	-47.72°	N	30	N. Atlantic shelf	5.3	ISC
16	02/12/1990	20:56:39	-31.19°	-48.92°	13	30	Cont. Shelf/RS	5.2	7
17	03/10/1998	23:32:44	-11.53°	-56.86°	3	5	Porto dos Gaúchos/MT	5.2	This study
18	03/23/2005	21:12:13	-11.60°	-56.77°	3	5	Porto dos Gaúchos/MT	5.0	This study
19	06/08/2006	16:29:13	04.66°	-51.90	N	20	French Guyana	5.1	USGS
20	04/23/2008	00:00:48	-25.74°	-45.42°	17	20	Cont. Shelf/SP	5.2	USGS, USP

Sources: 1 - Berrocal et al. (1984); 2 - Relocated by Enghdal 2002; 3 - Assumpção and Suarez (1988); 4 - Assumpção et al. (1985); 5 - Ferreira et al. (1987); 6 - Takeya et al. (1989); 7 - Assumpção (1998a); 8 - Assumpção (1992). USP= University of São Paulo.

Fig. 2.1 and Table 2.1 show all known Brazilian intraplate earthquakes with magnitudes 5.0 m_b and above. Half of the epicentres (10 out of 20) lie close to the coast and the continental shelf and have been attributed to a combination of weakness zones (extended crust beneath the continental shelf) and amplification of the regional stresses due to local forces such as crustal inhomogeneities at the continent/ocean transition and flexural stresses (e.g., Johnston, 1993; Assumpção, 1998a, Ferreira et al., 1998).

Of the remaining epicentres in the continental interior, three are located in the center north of the Parecis basin, including the large 1955 Serra do Tombador earthquake (event 4). The epicentral area of this earthquake was uninhabited in 1955, and the maximum epicentral intensity has been tentatively inferred as IX MM (Berrocal et al., 1984) or VIII MM (Johnston, 1989).

Although no other earthquake has been located in the same epicentral area of the 1955 earthquake, a recurrent activity has been observed near Porto dos Gaúchos (Fig. 2.2), about 100 km NE of the 1955 epicentre. Fig. 2.2 shows the seismic activity in central Brazil recorded by the Brazilian stations from 1980 to 1997. A clear seismic zone can be identified near Porto dos Gaúchos with magnitudes up to 4.4 in that period. In fact, local events with intensities of V MM had been felt in Porto dos Gaúchos in 1959, two years after the initial settlement of the town.

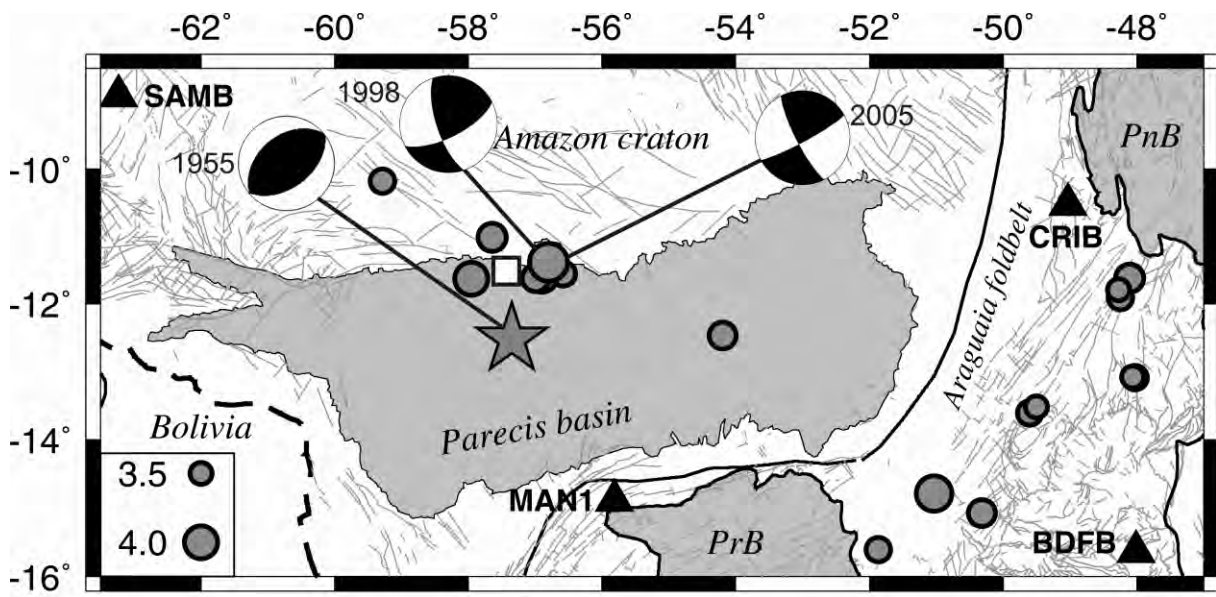


Fig. 2.2 -Regional seismicity from 1980 to 1997 for magnitudes larger than 3.5 (circles). The source of epicentres is the catalogue of Berrocal et al.(1984) complemented with the Brazilian Seismic Bulletins published by the Brazilian J. of Geophysics. Epicentral uncertainties are a few tens of kilometers. The star denotes the large 1955 earthquake. The triangles are the permanent seismic stations in operation since the early 80s. The focal mechanism solutions shown in this figure, as well as in subsequent figures, are for the 1955 earthquake (Mendiguren and Richter, 1978), and the 1998 and 2005 sequences (this paper). Light gray areas are sedimentary basins; dark gray lines are geological lineaments (CPRM, 2001) and thick solid lines are the limits of the main geological provinces from Fig. 2.1. The square indicates the town of Porto dos Gaúchos. The SW-NE oriented lineaments south of station CRIB are called TransBrasiliano Lineaments.

In March 10, 1998, a 5.2 m_b event occurred near Porto dos Gaúchos with maximum intensity VI (MM). Three days later, the Seismological Observatory of the University of Brasilia (UnB) installed local stations in the region recording more than 2,500 events until December 2002. In March 23, 2005, another shock of similar size (5.0 m_b and maximum intensity V MM) occurred in the same epicentral area. A new temporary local network was deployed by the University of Brasilia to study the new aftershock activity. In the following six months, more than 3,300 events were detected.

This recurrent activity near Porto dos Gaúchos clearly defines one of the most important seismic zones in mid-plate South America which we have labeled “Porto dos Gaúchos Seismic Zone” (PGSZ). In this paper we investigate the potential relationship of this activity with the nearby Caiabis graben, a major feature of past extended crust. We address the problem of the isolated location of the 1955 Serra do Tombador earthquake. In Brazil, with generally low magnitude earthquakes and poor coverage by seismographic stations, only few events have allowed reliable determinations of focal mechanisms. Our studies of the two aftershock series in PGSZ, with well constrained focal mechanisms, will also contribute to increase the database upon which better inferences can be made about the state of stress in the middle of the South American plate. Intraplate stress pattern is a key feature for the understanding of the relative importance of the various forces driving the plates.

Here we investigate the seismic zone of Porto dos Gaúchos using two local networks deployed in the epicentral area of the 1998 and 2005 earthquake sequences.

2.2. Geological and Geophysical Setting

PGSZ is located near the northern border of the Parecis basin which overlies the Amazon craton, a region whose geology is complex and little known, because of access difficulties and the late identification of economic targets. Geological and geophysical studies in this area only progressed in the second half of the 80's mainly because of interest in oil prospecting (e.g., Siqueira, 1989; Siqueira and Teixeira, 1993). The study area, indicated by the square in Figs. 2.3 and 2.4, includes a Precambrian basement (Amazon craton) and Phanerozoic terrains (Parecis basin). The area of the Amazon craton belongs to the Rio Negro-Juruena geochronologic province with 1.8 to 1.55 Ga (Tassinari et al., 2000), with an important feature, the Caiabis graben of Mesoproterozoic age (~1.36 Ga), according to Leite and Saes (2003).

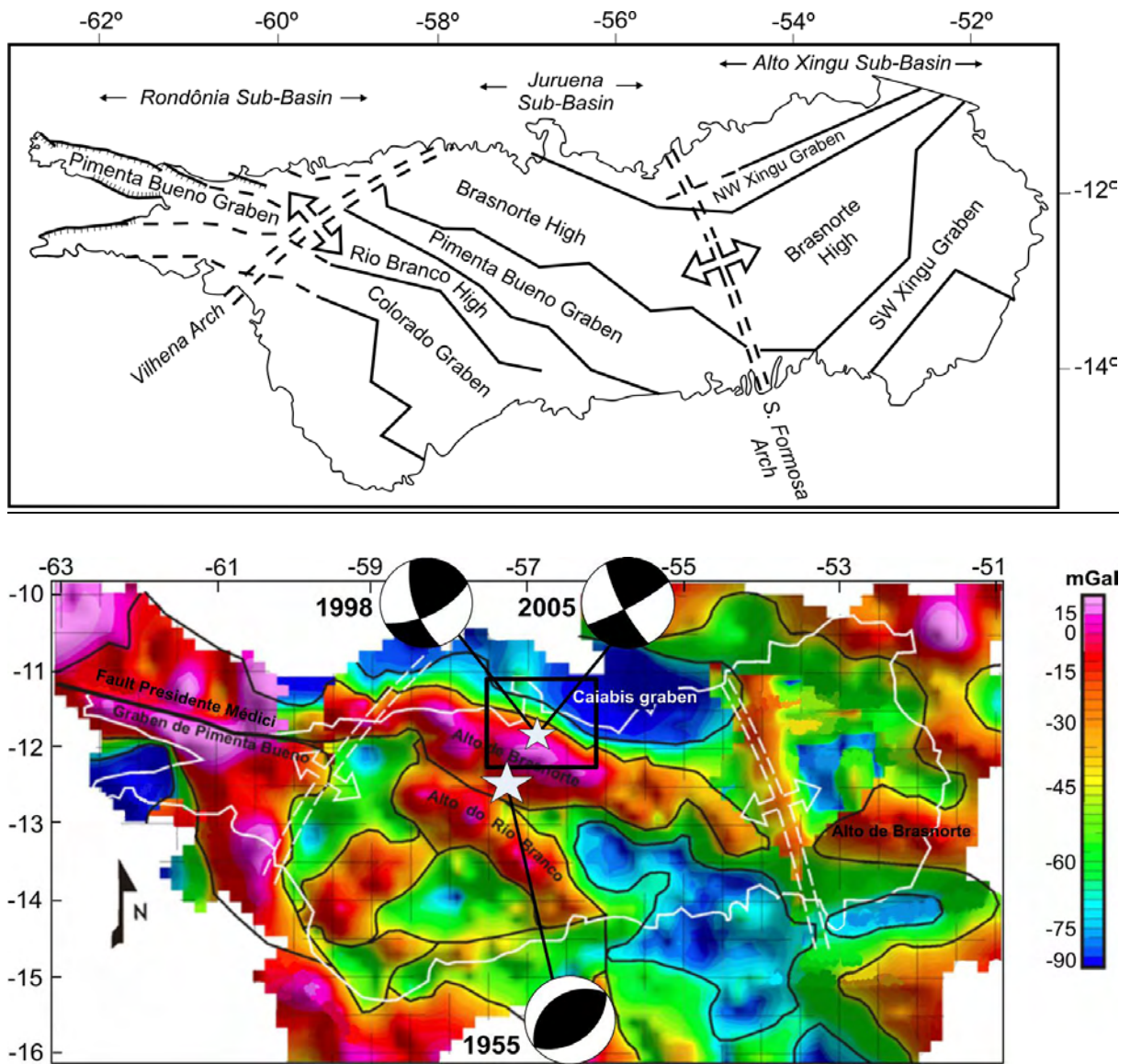


Fig. 2.3- a) Major structural units of the Parecis Basin (redrawn from Braga and Siqueira (1996) and Bahia et al.(2007). b) Bouguer gravity anomalies in the region of the Parecis basin. White solid line is the basin limit; dashed white lines indicate the two basement arcs. The low anomalies in the northern border indicate the ancient Caiabis graben of Mesoproterozoic origin. Focal mechanisms as in the previous figure. (Figure modified from Bahia et al., 2007). Black square is a reference for the study area.

The intracratonic Parecis basin began as a rift basin in Paleozoic times. The stratigraphic column of the Parecis basin includes Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic units, distributed in three sub-basins separated by structural arcs (Fig. 2.3a). Two paleogeographic arcs cross the basin: Vilhena Arc in the West and Serra Formosa Arc in the East, separating the sub-basins (from West to East) of Rondônia (Paleozoic), Juruena (Mesozoic) and Xingu (Cenozoic) according to Siqueira and Teixeira (1993).

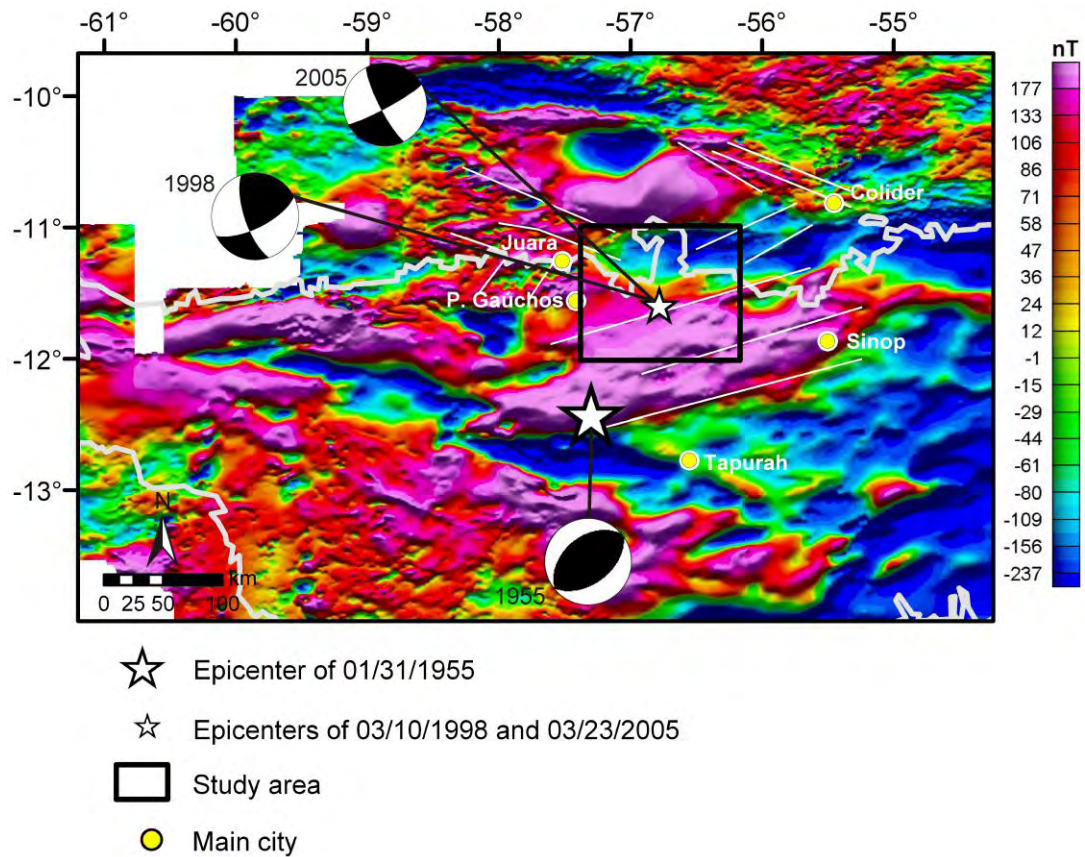


Fig. 2.4 - Aeromagnetic anomalies (CPRM, 2004) in the central part of the Parecis basin (blank areas were not covered by this aeromagnetic survey). White lines are some of the major lineaments near Porto dos Gaúchos. Note WSW-ESE oriented short-wavelength lineaments roughly parallel with one of the nodal planes shown in focal mechanism diagram.

The gravimetric data of the Parecis basin (Fig. 2.3b) show a sequence of highs and lows associated by Siqueira (1989), Siqueira and Teixeira (1993) and Bahia et al.(2007) with a sequence of grabens and horsts, roughly oriented in the WNW-ESE direction. Bouguer anomaly lows define several grabens and depocenters, such as the deep Caiabis graben (Braga and Siqueira, 1996; Bahia et al., 2007) with Bouguer anomalies lower than -80 mGal (Fig. 3b), the main negative gravity anomaly present in the interior of the Amazon craton (Siqueira, 1989). According to Siqueira (1989), Braga and Siqueira (1996), and Dardenne et al.(2006) these Bouguer anomalies are related to a thick sedimentation of up to 6,000 – 7,000 m in the Caiabis graben.

The main trend of the gravity anomalies near the PGSZ (black square in Fig. 2.3b) is oriented in the NW-SE direction related to the Brasnorte gravity high. However, the aeromagnetic anomalies (Fig. 2.4) show a series of ENE-WSW lineaments near the PGSZ which probably indicate major basement faultings during the geological evolution of this area.

2.3. Regional Seismicity

Historical records are scarce as the region of Porto dos Gaúchos began to be inhabited only in 1957. In February 1959, according to an unpublished report (Colonizadora Nordeste Matogrossense Arinos, Report Nº 54, April 10, 1959) “a strong tremor was felt in Gleba Arinos”, currently Porto dos Gaúchos town (indicated by square in Fig.2.2). The effects described in that report indicate intensity V (MM), and the earthquake was followed by at least three aftershocks with intensities III-IV (MM).

Most of the regional stations shown in Fig. 2.2 were installed in the beginning of the 1980s. The permanent station in Brasilia was first installed in 1972 (initially the analog WWSSN station BDF, and later the digital BDFB), complementing the array station already operating in Brasilia since 1968. Stations SAMB and MAN1 (Fig. 2.2) were installed to monitor hydro-electric reservoirs in the early 80's (initially with analog equipment and later with digital recorders) and were very useful to detect regional seismicity in this part of the Amazon region. CRIB, a digital broadband station, was installed in the 90's. According to Assumpção (1998b) the threshold magnitude levels for earthquakes in central Brazil was near 6.0 m_b in 1950 (ISS Catalogue); 5.0 m_b in 1962 (beginning of the WWSSN network); 4.0 m_b in 1968 (installation of the array station in Brasilia) and 3.5 m_b since 1980 (installation of regional stations in the Amazon and central Brazil regions, such as those shown in Fig. 2.2). So the best assessment of the regional seismicity in Central Brazil is from 1980 when earthquakes with magnitudes above 3.5 should be complete.

Fig. 2.2 shows the regional seismicity in Central Brazil between 1980 and 1997, just before the large event of 1998. It is possible to see, basically, two areas of more expressive seismicity. In the East, a clear SW-NE oriented seismic zone can be seen stretching from the border of the Paraná basin (PrB) to the border of the Parnaíba basin (PnB). This seismic zone is roughly parallel to, but not coincident with, the Trans-Brasiliano Lineament, a series of faults of Neoproterozoic and lower Paleozoic age, coincident with high gravity anomalies along the Araguaia foldbelt (Assumpção et al., 1986; Fernandes et al., 1991).

The other concentration of epicentres around the town of Porto dos Gaúchos (Fig. 2.2) has been labeled the “Porto dos Gaúchos Seismic Zone” (PGSZ, including the 1955 earthquake). Since the increase of the Brazilian regional stations in the early 80's and before the main event of 1998, seven earthquakes have been detected in PGSZ, in 1981 (3.8 m_b), 1986 (3.6 m_b), 1987 (3.9 m_b and 3.5 m_b), 1988 (3.7 m_b , and 4.0 m_b), and in 1996 (4.2 m_b). The estimated epicentral errors range from 30 to 50 km.

2.4. Serra do Tombador earthquake of January 31, 1955

The 1955 Serra do Tombador earthquake occurred in an area completely uninhabited, with the closest village about 100 km to the south. A macroseismic survey was carried out by the University of Brasilia (UnB) in 1986, 31 years later, interviewing people in some towns and villages in the affected area, as shown in Fig. 2. 5 (Carvalho, 1998). In Cuiabá, 375 km south of the epicentre, several people woke up (the event occurred at 02 AM local time) and a deflection of the barograph chart at the local meteorological station was recorded (Bombled, 1970). Magnitudes were estimated as 6.2 m_b and 5.5 M_s (Assumpção and Suarez, 1988).

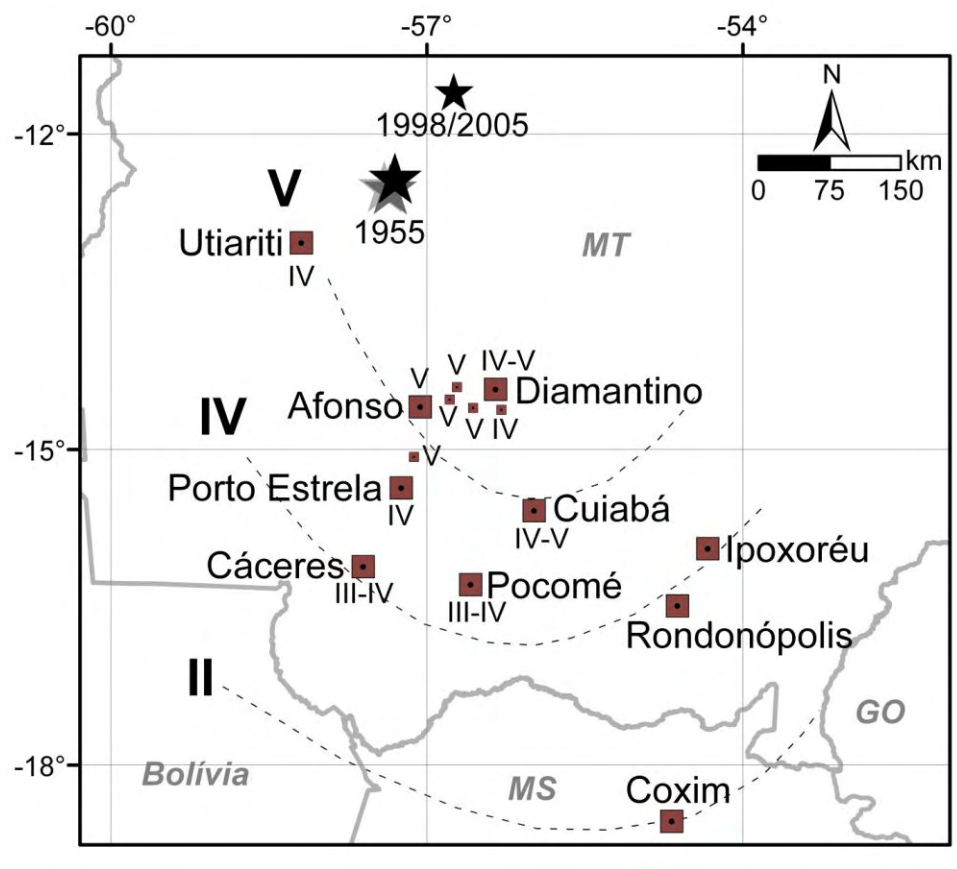


Fig. 2.5 - Isoseismal map for 1955 Serra do Tombador earthquake (6.2 mb) with macroseismic data collected in 1986. The stars are the three epicentres of the 1955 event (Table 2.2) and the 1998/2005 events. MT, MS and GO are states of Mato Grosso, Mato Grosso do Sul and Goiás, respectively.

Different epicentres have been calculated for the 1955 earthquake which was recorded by about 100 stations worldwide (Table 2.2). Besides the epicentre of the International Seismological Summary (ISS), Assumpção and Suarez (1988) calculated the epicentre using Herrin's tables, and R. Engdhal (written communication, 2002) relocated the event with 99 stations (87 with $\Delta > 28^\circ$ and $\Delta_{\min} = 11^\circ$) using station corrections with the method of Engdahl et al. (1998). These three epicentres are

about 20 km from each other as shown in Table 2.2 and Fig. 2.5. No depth phases (pP, sS) could be identified and so there is no estimate of focal depth.

The fault plane solution of the Serra do Tombador earthquake, studied by Mendiguren and Richter (1978) based on P and S wave polarities, showed a pure reverse faulting mechanism, with poorly constrained P axis roughly in the NW-SE direction (see focal mechanism in Figs. 2.2 to 2.4).

2.5. 1998 earthquake sequence

The main earthquake of March 10, 1998, was felt up to about 250 km away from the epicentre and had intensities up to VI MM (Fig. 2.6). It was recorded by regional and teleseismic stations with epicentre determined by three different international agencies (NEIC/USGS, ISC, and IDC - International Data Centre, Vienna) as well as the University of Brasília (UnB), as shown in Table 3 and Fig. 7. The UnB epicentre was calculated mainly with South American stations and all the Brazilian stations in the distance range 500 - 2000 km using a velocity model more appropriate for mid-plate South America (Kwitko and Assumpção, 1990). The correct location of the main event is the average epicentre of the aftershock series studied with local stations (Figs. 2.7 and 2.8) as seen below. All epicentres of the main event calculated with distant stations are mislocated by 10 to 30 km towards the SW. This raises the question about the location of the large 1955 earthquake: Could it be mislocated about 100 km towards the SW, and its correct location be near Porto dos Gaúchos and not Serra do Tombador? This question deserves further investigation in the future, although an error of 30 km, at least, seems likely.

Table 2.2. Source parameters of the January 31, 1955, Serra do Tombador earthquake. All depths fixed at normal depth.

Nº	Origin Time hh:mm:ss	Latitude (°)	Longitude (°)	Magnitudes		Source, Observations
				M _b	M _s	
1	0.21043981	-12.5	-57.4	6.8	-	International Seismological Summary
2	0.21049769	-12.42	-57.3	6.2	5.5	Assumpção & Suarez (1998); mb, Ms with stations PAS, OTT, PAL
3	0.21048611	-12.52	-57.35	-	-	Relocation by R.E. Engdhal (written comm., 2002)

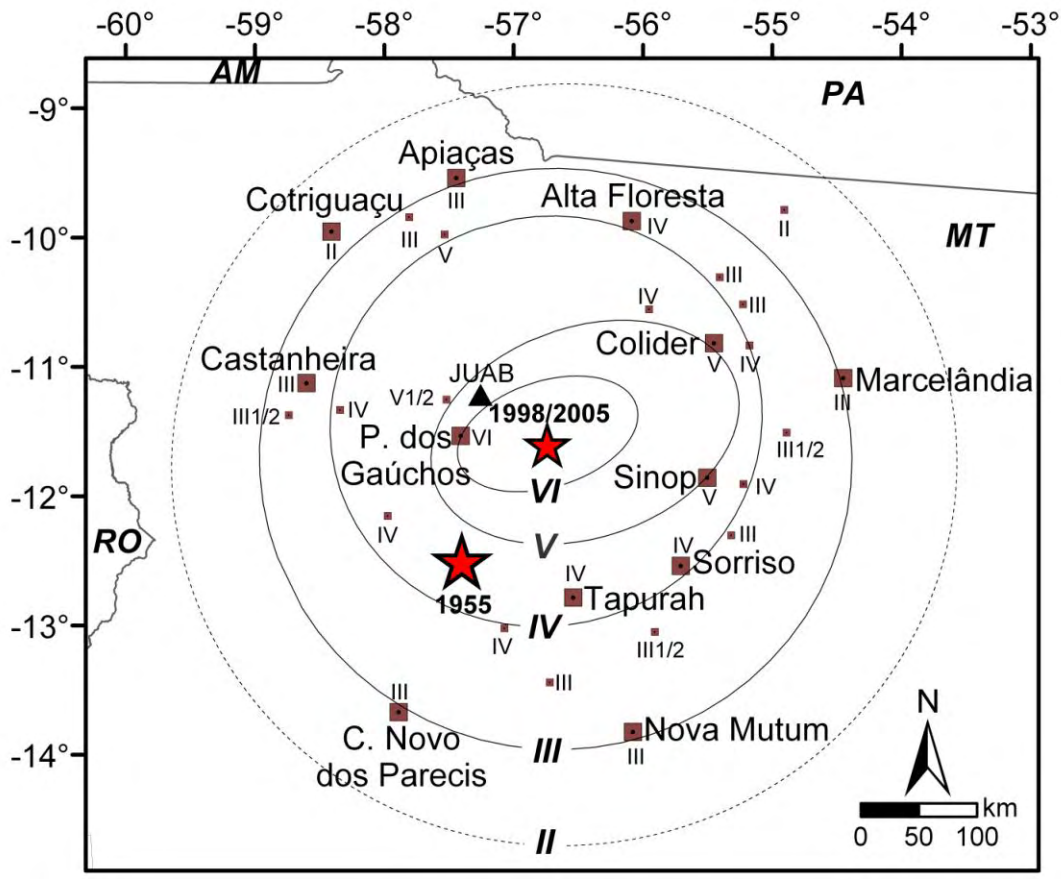


Fig. 2.6 - Iseismal map of the March 10, 1998 earthquake (5.2 mb). The triangle indicates the location of JUAB station, the first local station to be installed, on March 13 of 1998. The two stars indicate the epicentre of 1998/2005 events and the epicenter of the large 1995 earthquake. RO, AM, PA and MT are the states of Rondônia, Amazonas, Pará and Mato Grosso, respectively,

The magnitude 5.2 m_b was determined with 79 teleseismic measurements (ISC) and six regional measurements using the Brazilian regional magnitude scale, which is consistent with the teleseismic m_b scale (Assumpção, 1983). The area enclosed by the isoseismal IV MM (~140,000 km² in Fig. 2.6) corresponds to a macroseismic magnitude of 5.1, based on the empirical relationship between magnitude m_b and felt areas developed by Berrocal et al. (1984).

2.5.1. Aftershock activity

The aftershock activity was studied with a local network with up to seven simultaneous three-component stations (Barros, et al., 2001). Both short-period (1-100Hz frequency band) and broadband (30 s to 50Hz) seismometers were used. The first station (JUAB) was installed near the town of Juara, about 70 km from the epicentral area (Fig. 2.6). Access difficulties and the few available roads in this forest covered region prevented the installation of stations close to the epicentral area in the first field work. It took many months and several field trips for the stations to be installed within 10-20 km of the

epicentres (Fig. 2.7). Most stations were installed on soft sediments. JUAB (Fig. 2.6) and SJOB (Fig. 2.7) were sited on granitic/gneissic bedrock. BAT (Fig. 2.7) and PDRB (Fig. 2.14a) occupied isolated granitic outcrops within the basin. The station distribution was not ideal because the area was almost completely covered by forest.

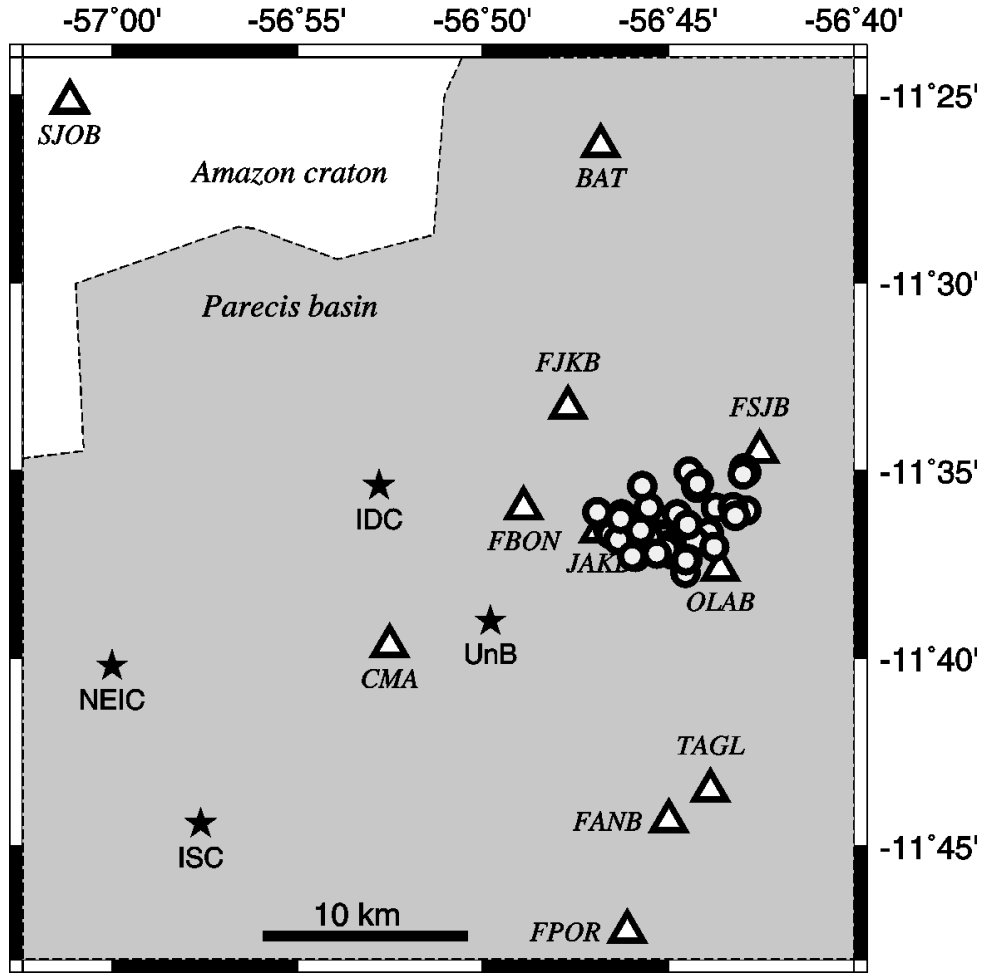


Fig. 2.7 - Epicentres (gray circles) of the 60 best recorded events of the 1998–2002 sequence. Epicentral errors less than ± 2 km. Solid stars indicate the epicentres of March 10 main shock as determined by IDC, ISC, NEIC and UnB. Open triangles are sites occupied by local temporary stations: station names ending with “B” denote broad-band (CMG-40T), all others codes mean short period (S3000EQ) stations. Not all stations operated simultaneously.

All collected data was inserted into a SEISAN database (Havskov and Ottemöller, 1999). Hypocenters were determined with the Hypocenter code (Lienert and Havskov, 1995). We used a 1D velocity model (Table 2.4) obtained with a shallow seismic refraction experiment carried out with two explosions, fired near the ends of the epicentral zone (Fig. 2.8) and recorded by up to eight stations of the local network (Barros and Caixeta, 2003; Barros and Rancan, 2004). The station corrections obtained with the explosions were used to improve the hypocentral locations. V_p/V_s ratios obtained by Wadati diagrams are shown in Figs. 9 and 10. The events of the 1998 sequence were located with a $V_p/V_s = 1.71$ (Fig. 2.9). A different V_p/V_s ratio of 1.78 was obtained with the 2005 deployment (Fig.

2.10) This difference in the Vp/Vs ratios is due to the different diameter of the seismic networks: the larger aperture of the 1998 network, with some stations located outside the Parecis Basin, samples a deeper part of the upper crust, whereas the smaller 2005 network actually gives a Vp/Vs more representative of the shallow sedimentary layers of the Parecis basin.

Fig. 2.11 shows the monthly distribution of all the 2500 events recorded from March 13, 1998, to December 2002, most of them (2200) detected by only one or two stations. Only 70 events were recorded by 4, 5, 6 or 7 stations. Fig. 2.7 shows the epicentral distribution of the 60 best located events with rms travel time residual < 0.10 s; horizontal error (ERH) < 2.0 km (most less than 0.5 km); vertical error (ERZ) < 2.4 km, (most less than 1.0 km). The deepest events are located at a depth of about 6 km. 70% of the events have depths in the range 3 - 6 km. Despite some scattering, the epicentral distribution shows a trend roughly in the E-W or SW-NE direction. The estimated rupture area is about 6 km x 6 km.

Table 2.3. Source parameters of the March 10, 1998, earthquake. The epicentres are shown in Fig. 2.7. (*) depth fixed in all determinations. Nsta is number of recording stations.

Origem time hh:mm:ss	Latitude	Longitude	Depth (*) (km)	Nsta	Mag. m _b	Source
23:32:44	-11.53	-56.86	5	36	5.0	UnB
23:32:43	-11.59	-56.86	0	23	4.8	IDC/CTBTO
23:32:44	-11.67	-57.00	10	122	5.2	NEIC/USGS
23:32:44	-11.75	-56.96	10	176	5.3	ISC

2.5.2 Composite focal mechanism

A further quality selection from the previous data set (Fig. 2.8) was carried out to determine the focal mechanism. We selected events located with at least five stations (ERH < 2.0 km and rms residual < 0.05 s). This set of events presents 23 P-wave polarities. Fig. 2.12 shows the resulting composite focal mechanism solution, calculated with the FOCMEC code (Snoke et al., 1984) with only two polarity errors. The strikes of the two nodal planes are ENE-WSW and NNW-SSE and the azimuths and plunges of the P and T axes are 114°/0° and 24°/33°, respectively (Fig. 2.12). Despite the scatter in the epicentral distribution, only the ENE striking nodal plane (strike 63°, dip 68° and rake 159°) is consistent with the trend of the best hypocenters shown in Figs. 2.7 and 2.8.

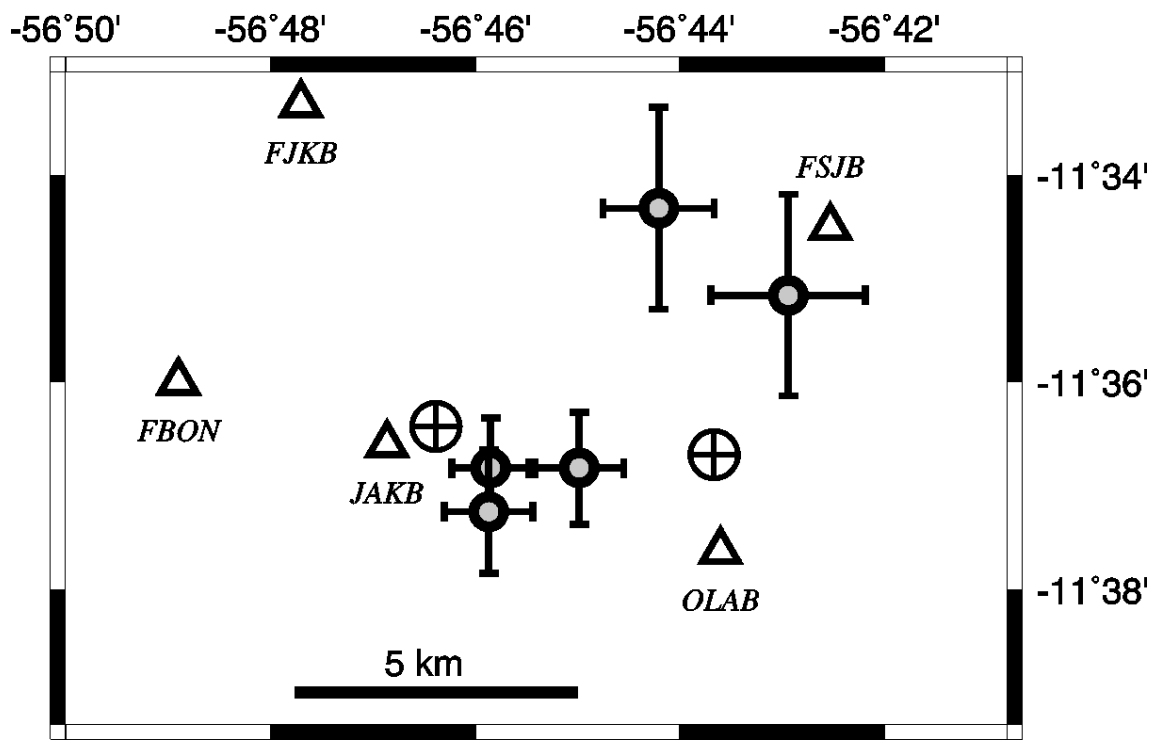


Fig. 2.8.-Epicentres (gray circles) of the five best recorded events, with at least five stations, used to determine the focal mechanism. Epicentral uncertainties are indicated by the error bars. The encircled crosses indicate the two explosions used to determine the local velocity model.

2.6. 2005 earthquake sequence

The main shock of March 23, 2005, 5.0 m_b (NEIC) had the same epicentral location as the March 10, 1998 event, and was felt with intensities up to V MM, one unit less than the 1998 main shock. The temporal distribution of the 2005 seismic sequence is in Fig. 2.13. Three days (April 14-16) were especially active with almost 1600 recorded events, all of them with magnitudes lower than 2.7 m_b . Of all the 3300 detected events, only 44 were recorded by four or more stations, as shown in Fig. 2.14a.

Table 2.4. 1D velocity model, obtained with the two local explosions (Fig. 2.8), used for the hypocentral locations. V_p/V_s was 1.71 for the 1998 events, and 1.78 for the 2005 events.

V_p (km/s)	layer top (km)
3.88	0.00
5.98	0.30
6.20	2.00
6.78	15.0

For the 2005 sequence, the seismic stations could be installed closer to the known epicentral area (minimum station distance ranging from 4.0 km to 0.3 km, mostly between 2 and 3 km) and better locations were possible. For the 2005 sequence, a V_p/V_s ratio of 1.78 was used (Fig. 2.10). The set of 44 events presents the following quality locations parameters: $ERH < 0.5$ km, $ERZ < 1.0$ km and rms residual < 0.05 s. This best recorded set of events (Fig. 2.14a) shows a clear alignment in the WSW-ENE direction with a trend of deeper events to the SSW. The deepest event is 3 km deep, and a trend of deeper events to the SW can be noted. The events also seem to be separated into two clusters, spaced about 2 km from each other.

2.6.1. Composite focal mechanism

For the fault plane solution we selected only the events detected by all five stations together, with rms < 0.07 s, $ERH < 0.5$ km and $ERZ < 1.0$ km. Fig. 2.14b shows the five selected events. A clear epicentral alignment in the WSW-ENE direction defines the fault orientation. The composite fault plane solution, shown in Fig. 2.15, has strike 61° , dip 83° and rake 169° . The azimuths and plunges of the P and T axes are $107^\circ/03^\circ$ and $017^\circ/13^\circ$, respectively. The fault area is estimated to be about 6 km x 3 km.

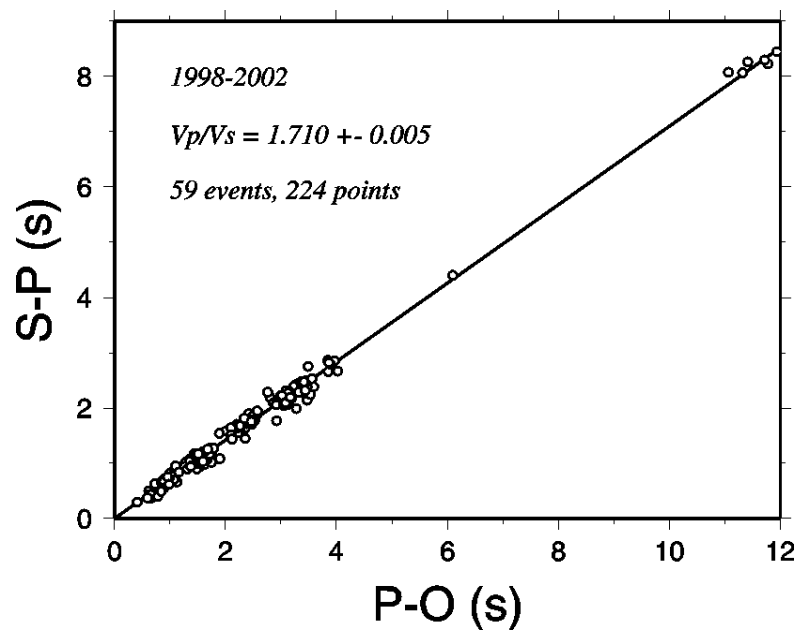


Fig. 2.9 - Wadati diagram for 1998 - 2002 seismic sequence.

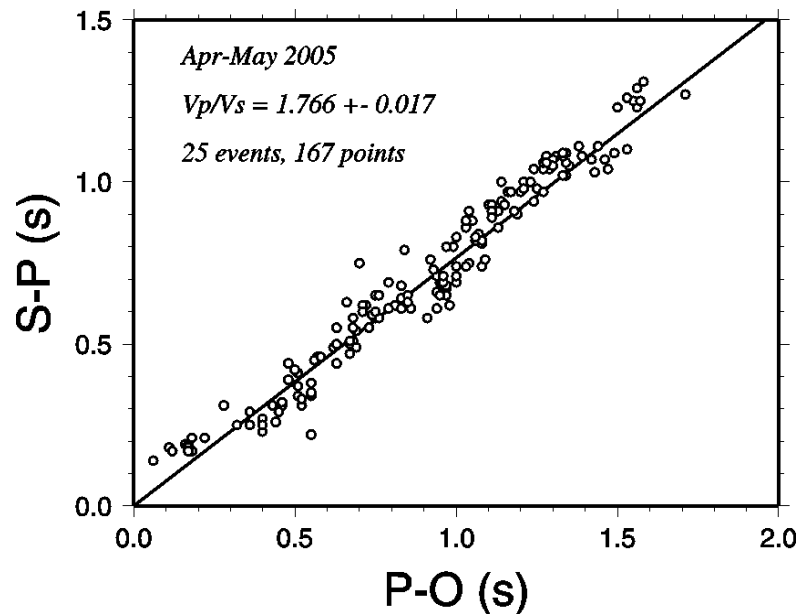


Fig. 2.10- Wadati diagram for 2005 seismic sequence.

2.7. Discussion

Although a single faulting mechanism does not allow the determination of the tectonic stress directions, the most probable orientation of the maximum principal compression is about 30° from the fault plane. This means that in the Porto do Gaúchos region, the maximum horizontal stress (SHmax) is probably E-W oriented, which is consistent with the expected stress direction from the theoretical models of Coblenz and Richardson (1996) for the stress field in the South American plate. Further south, in the Pantanal and Chaco basins (near events 7 and 11 in Fig. 2.1), three other mid-plate earthquakes show P axes oriented roughly E-W, whereas in the Amazon basin SHmax tends to be rotated towards the NW-SE direction (Assumpção, 1998b; Assumpção, 1992; Assumpção and Suarez, 1988 and Zoback and Richardson, 1996). The Porto dos Gaúchos Seismic Zone may be part of a large stress province, characterized by E-W oriented SHmax, which includes the Parecis, Pantanal and Chaco basins. However, more studies are necessary for a complete determination of the stress tensor in PGSZ.

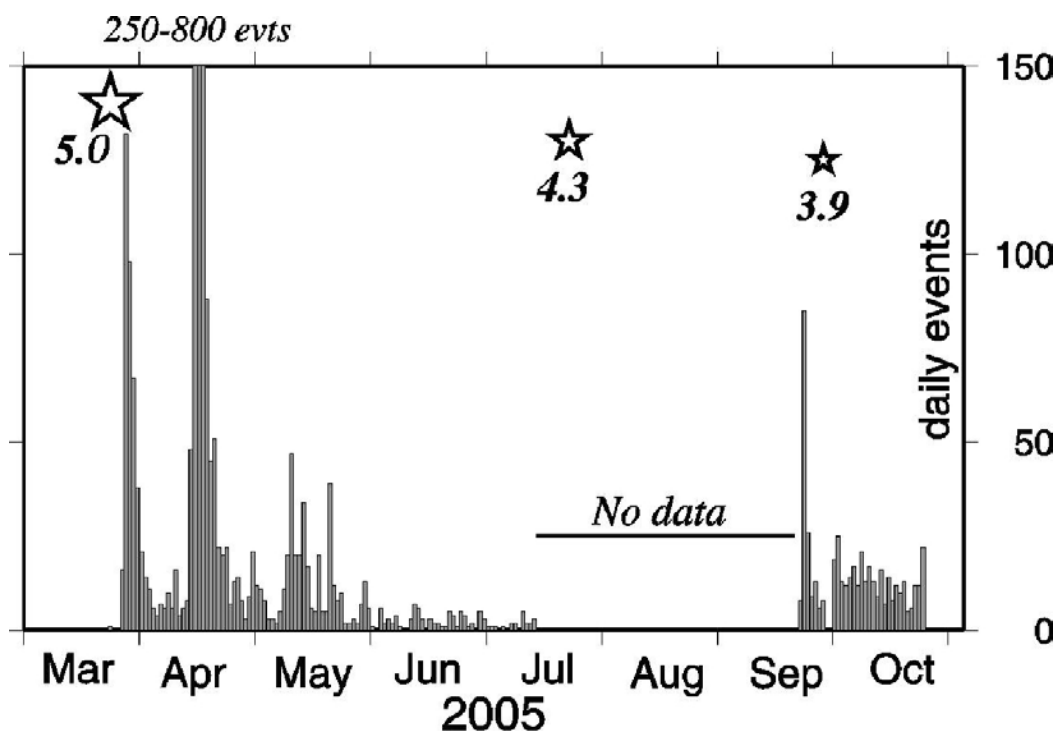


Fig. 2.11 - Monthly distribution of the seismicity from March 1998 to December 2002. The gaps in seismicity are due lack of seismic monitoring.

Bouguer gravity anomalies of the Parecis basin show a very strong gradient just NE of the epicentral area of the 1998 and 2005 earthquakes (Fig. 2.3b). This gradient indicates the WNW-ESE border of the deep Mesoproterozoic Caiabis graben, an existing structure prior to the Paleozoic/Mesozoic sedimentation of the Parecis basin. Gravity modeling by Braga and Siqueira (1996), partly controlled by some drilling wells in the southern part of the Parecis basin, indicates that the Caiabis graben is composed of two parts, the deepest one reaching a depth of about 6-7 km, east of Porto dos Gaúchos seismic zone. However, despite being a major upper crustal structure, the WNW-ESE trending Caiabis graben does not seem to have a direct relationship with the 1998 and 2005 WSW-ENE faulting.

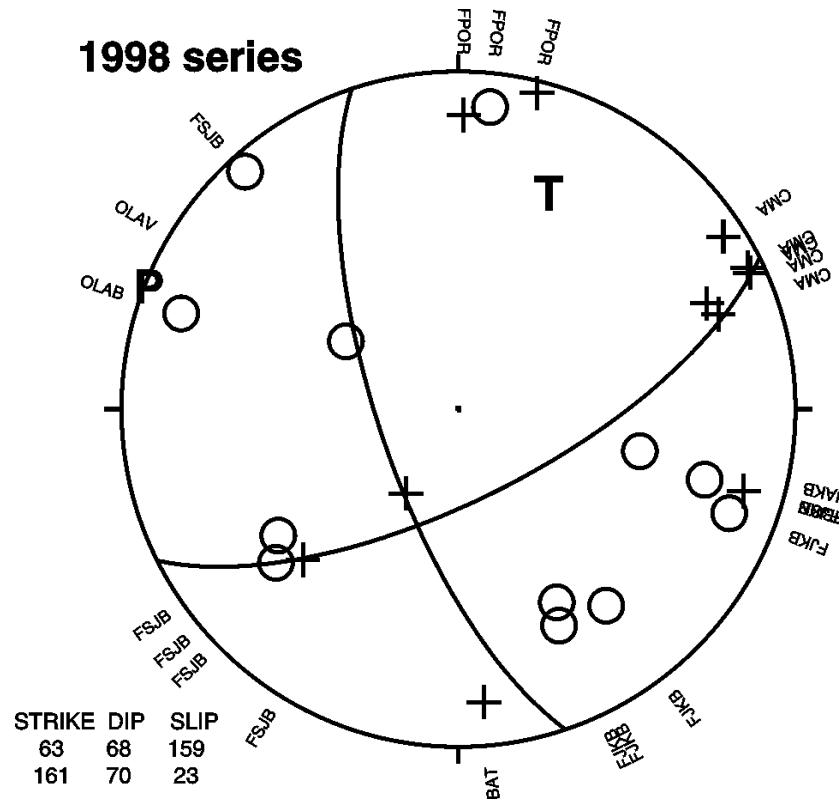


Fig. 2.12 - Composite focal mechanism solution for 1998–2002 seismic sequence. Crosses and circles denote compressional and dilatational P arrivals, respectively.

Although no direct correlation of the fault plane could be observed with the gravity features, a series of WSW-ENE short-wavelength lineaments can be observed in the aeromagnetic anomalies (Fig. 2.4), similar to the PGSZ fault orientation. Geological mapping of the Caiabis graben and surrounding area (Fig. 2.16a) by Leite and Saes (2003) shows a major WSW-ENE oriented fault reaching the middle of the Caiabis graben, parallel to the aeromagnetic lineaments seen in Fig. 2.4. This fault may have previously controlled the location of the deepest part of the Caiabis graben. This fault has exactly the same orientation as the fault planes of the 1998 and 2005 earthquake sequences and is perfectly aligned with the epicentral area. We propose that this WSW-ENE fault (Fig. 2.16a) crosses the entire Caiabis graben (as indicated by the dashed line in Fig. 16b) and its reactivation is the main cause of the Porto dos Gaúchos earthquakes of 1998 and 2005. However, detailed 3D information of the basement structure is not available beneath the Caiabis graben or PGSZ, so that further studies are necessary to confirm our hypothesis.

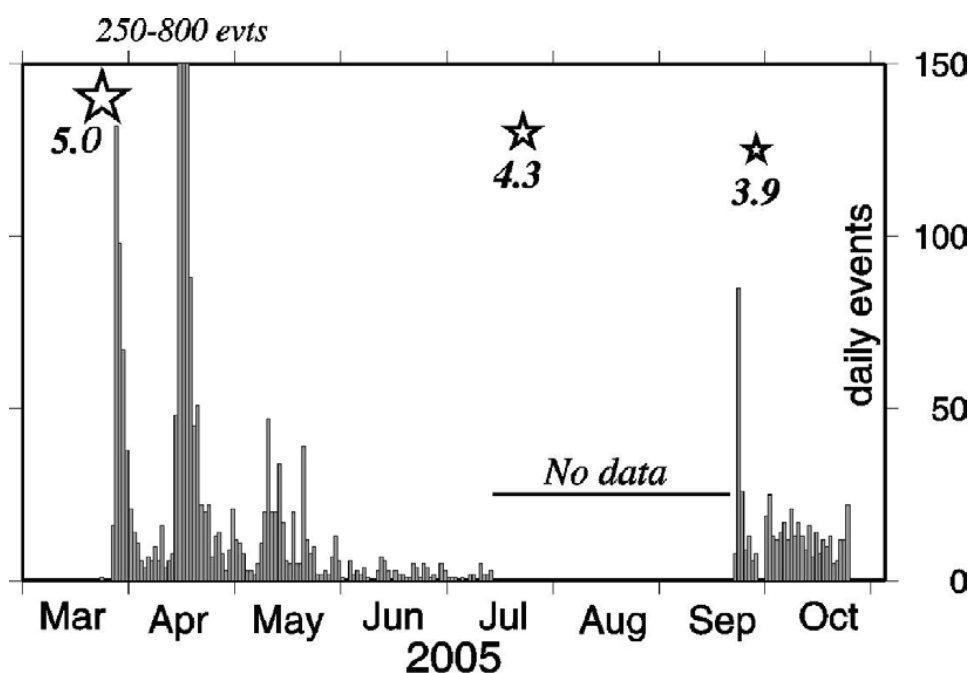


Fig. 2.13 -Daily number of event for the 2005 seismic sequence. Stars indicate the largest events of the sequence with their magnitudes. Some days in April 2005 are off scale.

Although the focal mechanisms are consistent with the expected mid-plate regional stresses in South America, local sources of stress may also contribute to the observed seismicity. Lateral density variations in the upper crust, such as indicated by the Brasnorte basement high next to the deep Caiabis graben would produce local extensional stresses oriented NNE-SSW in the PGSZ, located in the basement high (Fig. 16b). This local effect would be consistent with the focal mechanisms and could also contribute to increase shear stresses in properly oriented faults.

The large 1955 earthquake also seems to be located in a basement high (Fig. 16b). The epicentre determined with about 100 teleseismic stations is probably misplaced by few tens of km to the SW (similar to the 1998 epicentre), which indicates that it is unlikely to be associated with the Pimenta Bueno graben in the middle of the Parecis basin (Fig. 2.16b). The focal mechanism, despite the large uncertainty in orientation of the fault planes, also confirms that a direct association with the WNW-ESE trending buried grabens in the Parecis basin is highly unlikely.

On the other hand, the model of intersecting structures, as proposed by Talwani (1999) and Gangopadhyay and Talwani (2003), could perhaps apply to the PGSZ if we consider the ENE-WSW seismogenic faults together with WNW-ESE structures of the buried grabens (Fig. 2.16b). Models of stress concentration, however, will require better constrained data for the deep structure of the Parecis basin.

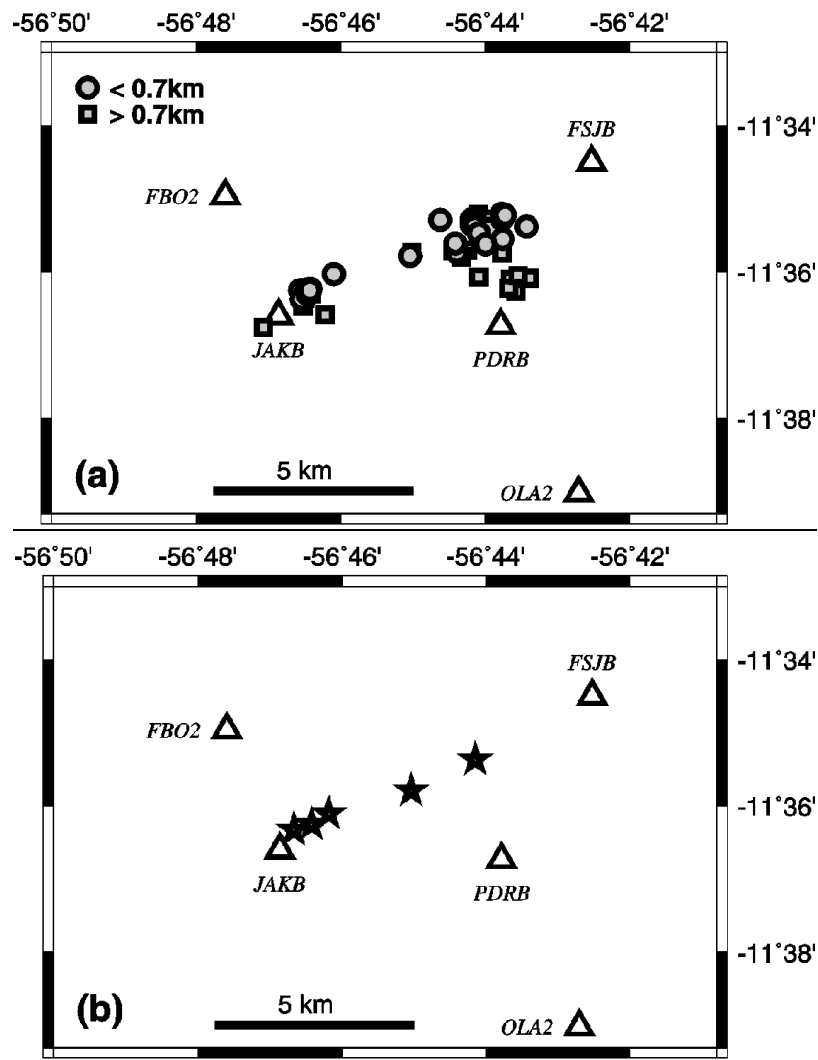


Fig. 2.14 - (a) Epicentres (gray circles and squares) of the 44 best located events of the 2005 seismic sequence recorded by at least four stations. Circles and squares denote events shallower and deeper than 0.7 km, respectively. (b) Epicentres of the five best events, recorded by the same five stations, used to determine the 2005 focal mechanism. Open triangles are seismic stations.

2.8. Conclusions

The largest Brazilian earthquake of 1955 and the recurrent activity observed near the town of Porto dos Gaúchos since 1959 make this region one of the most important seismic zones in Brazil. The 1998 and 2005 focal mechanisms show right-lateral strike-slip motion in a fault oriented in the ENE-WSW direction. Both the epicentre and the fault-plane orientation indicate no direct relationship with buried grabens beneath the Parecis basin. Despite the uncertainties, the large 1955 earthquake does not seem to be related to any buried graben either. This means that the PGSZ is not related to a rifted continental crust. Given that the 1998 and 2005 earthquakes had moderate magnitudes, this result is not inconsistent with the statistics expected from the Schulte and Mooney's (2005) compilation.

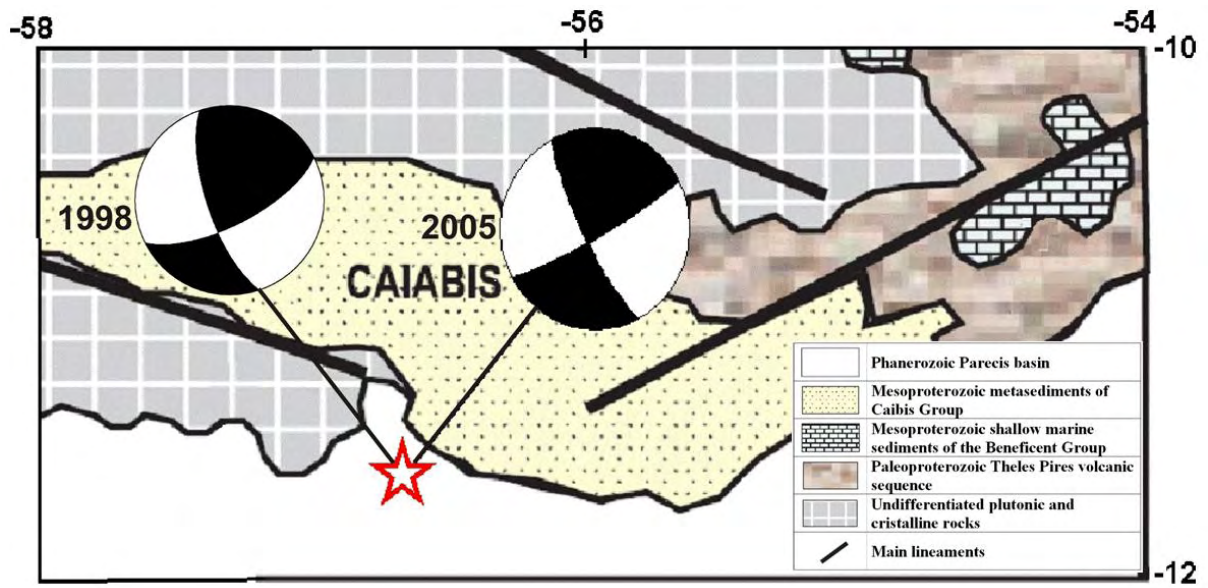


Fig. 2.16(a) - Simplified geological map of the Caiabis graben and surrounding areas (modified from Leite and Saes, 2003). Gray area = undifferentiated plutonic and crystalline rocks; brown area = Paleoproterozoic Teles Pires volcanic sequence; brick-stippled area = Mesoproterozoic shallow marine sediments of the Beneficente Group; yellow = Mesoproterozoic metasediments of the Caiabis Group; white area = Phanerozoic Parecis basin. Star is the 1998/2005 epicenter; focal mechanisms from Figs. 2.12 and 2.15. Note the WSW-ENE fault which bounds the deepest part of the graben and has the same orientation as the 1998/2005 fault plane.

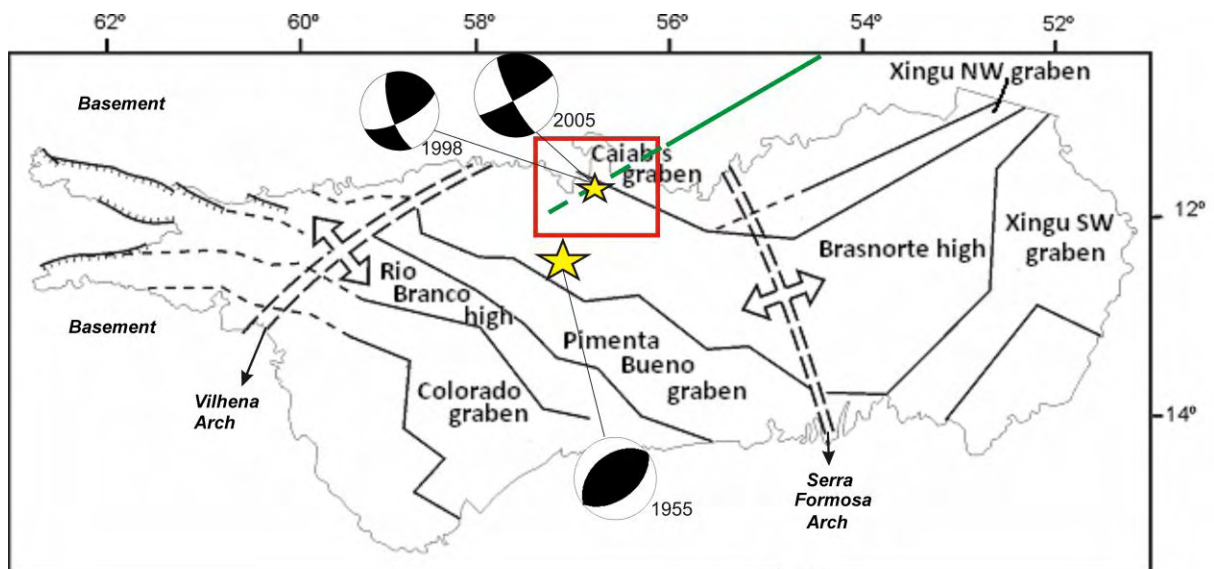


Fig. 2.16(b) - Tectonic domains of the Parecis basin (modified from Bahia et al., 2007) with the sequence of WNW-ESE trending grabens and basement highs. The green solid line ($N60^{\circ}E$) in the Caiabis graben is the WSW-ENE fault from Leite and Saes (2003) as shown in (a), extrapolated with dashed line towards the 1998/2005 epicentral area. The red square indicates the study area as in Figs. 2.3 and 2.4.

2.10. References

- Almeida, F.F.M., B.B.B. Neves, C.D.R. Carneiro, 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Reviews* 50, 77-111
- Assumpção, M., 1983. A regional magnitude scale for Brazil, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 237-246.
- Assumpção, M., 1992. The regional intraplate stress field in South America. *J. Geophys. Res.*, 97 (B8), 11.889-11.903.
- Assumpção, M., 1998a. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, No. 1, 160-169.
- Assumpção, M., 1998b. Sismotectónica y esfuerzos en Brasil. *Física de la Tierra, Universidad Complutense*, 10, 149-166.
- Assumpção, M., Suarez, G., Veloso, J.A.V., 1985. Fault plane solution of intraplate earthquakes in Brazil: some constraints on the regional stress field. *Tectonophysics*, 113 283-293.
- Assumpção, M., Lima, T.M., Tomaz, L.A.R., 1986. O sismo de Araguapaz de 14/01/86 e o Lineamento Transbrasiliano. *Proceedings, 34º Congr. Bras. Geol., Goiânia/GO*, 6, 2573-2580.
- Assumpção, M., Suarez, G., 1988. Source Mechanisms of moderate-size earthquakes and stress orientation in mid-plate South America. *Geophysical Journal*, 92, 253-267.
- Assumpção, M., Schimmel, M., Escalante, C., Barbosa, J.R., Rocha, M., Barros, L.V., 2004. Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spot. *Geophys. J. Int.*, 159, 390 – 399.
- Bahia, R.B.C., Martins-Neto, M.A., Barbosa, M.S.C., Pedreira, A.J., 2007. Análise da evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis através de métodos potenciais. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4), 639-649.
- Barros, L.V., Caixeta, D.F., 2003. One-dimensional multilayer velocity model for Porto dos Gaúchos/MT. 8th Intern. Congress of the Brazilian Geophysics Society, Rio de Janeiro/RJ, 14-18 Sept./2003, 6 p.
- Barros, L.V., Rancan, C.C., 2004. Estudos crustais na área sismogênica de Porto dos Gaúchos/MT, baseados em sísmica de refração e função do receptor. 1º Simp. Regional de Geofísica, Braz. Soc of Geophysics - SBGf, São Paulo/SP, 26-28 Sept/2004, 4p.
- 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: 6th International Congress of the Brazilian Geophysics Society, 4p.
- Berrocal, J., Assumpção, M., Antezana, R., Dias Neto, C., Ortega, R., França, H., Veloso, J. A., 1984. *Sismicidade do Brasil*. Published by IAG/USP and Comissão Nacional de Energia Nuclear, Brazil, 320p.
- Bombled, J., 1970. *Meio Século de Meteorologia*. Published by F.U.F.M.T, Mato Grosso, Brazil, vol. 3, n 12, 37-41.
- Braga, L.F.S., Siqueira, L.P., 1996. Three dimensional gravity modeling of the basement topography beneath Parecis Basin, Brazil, constrained by spectral estimates of depth to magnetic sources. 5th Latin American Petroleum Congress, Rio de Janeiro, Brazil, 8p.

- Carvalho, J.M., 1998. Seismic observations in the Brazilian Amazon. *Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering*, (32), 63-78.
- Coblentz, D.D., Richardson, R.M., 1996. Analysis of the South American intraplate stress field. *J. Geophys. Res.*, 101, (B4), 8643-8657.
- CPRM, 2001. Brazilian Geological Survey. *Geology, Tectonics and Mineral Resources in Brazil* (in Portuguese). Scale 1:2,500,000, Ministry of Energy and Mines, CDROM
- CPRM, 2004. Brazilian Geological Survey. *Geological Map of Brazil*, scale 1:1,000,000, Geographic Information System, 2004. 41 CD Rom.
- Dardenne, M.A., Alvarenga, C.J.S., Oliveira, C.G., Lenharo, S.L.R., 2006. Geologia e metalogenia do depósito de cobre do Gráben do Colorado, Fossa Tectônica de Rondônia, Brasil. *In: DNPM/ADIMB. (Org.). Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros brasileiros*. 1 ed. Brasília: Adimb, v. 2, p. 553-596.
- Engdahl, E.R., Van Der Hilst, E.R., Buland, R.P. 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 722-743.
- Fernandes, E.P., Blum, M.L.A., Ribeiro, R. 1991. The Goiás seismic zone, a new approach. *Extended Abstract, 35º Congress Braz. Geol. Soc.* 2, 553-558, Salvador/BA.
- Ferreira, J.M., Takeya, M., Costa, J.M., Moreira, J.A., Assumpção, M., Veloso, J.A.V., Pearce, R.G., 1987. A continuing intraplate earthquake sequence near João Câmara, Northeastern Brazil, preliminary results. *Geophys. Res. Lett.*, 14, 1042-1045.
- Ferreira, J.M., Oliveira, R. T., Takeya, M.K., Assumpção, M, 1998. Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophys. J. Int.* 134, 341-355.
- Gangopadhyay, A., Talwani, P., 2003. Symptomatic features of intraplate earthquakes. *Seism. Res. Lett.*, 74, 863-883.
- Havskov, J., Ottemöller, L. (Eds.), 1999. *SEISAN: The earthquake analysis software*, Ver. 7.2. Inst. of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway, 227.
- Johnston, A.C., 1989. The seismicity of stable continental interiors. In: *Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Post-Glacial Rebound*. S. Gregersen and P.W. Basham (eds), Kluwer, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 299-327.
- Johnston, A.C., 1996a. Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions.1. Instrumental seismicity. *Geophys. J. Int.*, 124, 381-414.
- Johnston, A.C., 1996b. Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions 3. New Madrid 1811-1812, Charleston 1886 and Lisbon 1755. *Geophys. J. Int.*, 126, 314-344.
- Johnston, A.C., Kanter, L.R., 1990. Earthquakes in stable continental crust, *Sci. Am.*, 262, 68-75.
- Johnston, A.C., Coppersmith, K.L.R., Cornell, C.A., 1994. The earthquake of stable continental regions: assessment of large earthquake potential, TR-102261, Col.1-5, ed. Schneider, F.F., Electric Power Res. Institute (EPRI), Palo Alto, CA.
- Kenner, S.J., Segal., P., 2000. A mechanical model for intraplate earthquakes: application to the New Madrid seismic zone. *Science* 289(5488), 2329-2332.

- Kwitko, R., Assumpção, M., 1990. Modelo de velocidades para o manto superior no Brasil e determinação de epicentros regionais. *Proceedings, 36º Congr. Bras. Geol., Natal-RN, 5, 2464-2469.*
- Leite, J.A., Saes, G.S., 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares Proterozóicas do sudeste do Cráton Amazônico. *Rev. do Instituto de Geociências da USP, São Paulo, 3, 113-127.*
- Lienert, B.R., Havskov, J. 1995. A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seism. Res. Lett., 66 (5), 26-36.*
- Mendiguren, J.A. and Richter, F.M., 1978. On the origin of compressional intraplate stresses in South America. *Phys. of the Earth and Planet. Int., 16, 318-326.*
- Sbar, M.L., Sykes, L.R., 1973. Contemporary compressive stress and seismicity in eastern North America: An example of intraplate tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull. 84, 1861-1882.*
- Schulte, S.M., Mooney, W.D., 2005. An updated global earthquake catalogue for stable continental regions: reassessing the correlation with ancient rifts. *Geophys. J. Int. 161, 707-721.*
- Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A., 2001. Rifts of the world, in, *Mantle plumes. their identification through time, Special paper, Vol. 352, pp. 389-482, eds. Ernst, R.E and Buchan, K.L., Geological Society of America, Boulder, CO.*
- Siqueira, L.P., 1989. Bacia dos Parecis. *Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro/RJ, 3 (1/2), 3-16.*
- Siqueira, L.P., Teixeira, L.B., 1993. Bacia dos Parecis: nova fronteira exploratória da Petrobrás. 3º Congresso Internacional da SBGf, Rio de Janeiro, Brazilian Geophysical Society, 1, 168-173.
- Snoko, J.A., Munsey, J. W., Teague, A.G., Bollinger, G.A., 1984. A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude data. *Earthquake Notes, 55(3), 15.*
- Sykes, L.R., 1978. Intraplate Seismicity, reactivation of preexisting zone of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Rev. Geophysics Space Phys., 245, 298-302.*
- Takeya, M., Ferreira, J.M., Pearce, R.G., Assumpção, M., Costa, J.M., Sophia, C.M., 1989. Intraplate earthquake sequence near João Câmara, Northeast Brazil. evolution of seismicity. *Tectonophysics, 167. 117-131.*
- Talwani, P., 1989. Characteristic features of intraplate earthquakes and the models proposed to explain them. In: *Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Post-Glacial Rebound. S. Gregersen and P. W. Basham (eds.), Kluwer, Dordrecht, 289-297.*
- Talwani, P., 1999. Fault geometry and earthquakes in continental interiors. *Tectonophysics, 305, 371-379.*
- Talwani, P., Rajendran, K., 1991. Some seismological and geometric features of intraplate earthquakes. *Tectonophysics, 186, 19-41.*
- Tassinari, C.C.G., Bittencourt J.S., Geraldés M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M., 2000. The Amazonian Craton. In: *Cordani et al. (eds.). Tectonic Evolution of South America. 31st Int. Geol. Congr. Rio de Janeiro, 41-95.*

Zoback, M.L., Richardson, R.M., 1996. Stress perturbation associated with the Amazonas and other ancient continental rifts, *J. Geophys. Res., B, Solid Earth and Planets*, 101(3), 5459-5475.

Capítulo 3

Coda wave attenuation in the Parecis Basin, Amazon Craton, Brazil: sensitivity to basement depth

Lucas V. Barros <lucas@unb.br>
Observatório Sismológico, Universidade de Brasília,
70910-090 Brasília – DF, Brazil,

Marcelo Assumpção <marcelo@iag.usp.br>
IAG, Universidade de São Paulo, 05508-090, São Paulo – SP

Ronnie Quintero <rquinter@una.ac.cr>
OVSICORI-UNA, Universidad Nacional de Costa Rica

Vinicius Martins Ferreira <vinicius2002@gmail.com>
Observatório Sismológico, Universidade de Brasília,
70910-090 Brasília – DF, Brazil

Corresponding author: Lucas V. Barros
Observatório Sismológico, Universidade de Brasília,
70910-090 Brasília – DF, Brazil,

Key Words:

Amazon craton – Brazil; coda wave attenuation; Porto dos Gaúchos seismic zone.

Article history:

Article submitted to Journal of Seismology on April 8, 2009

Under revision: from October 01, 2009

Revised version: January 8, 2010

Abstract

Small local earthquakes from two aftershocks sequences in Porto dos Gaúchos, Amazon craton - Brazil were used to estimate the coda wave attenuation in the frequency band of 1 to 24 Hz. The time-domain coda-decay method of a single backscattering model is employed to estimate frequency dependence of quality factor (Q_c) of coda waves. Q_c values have been computed at central frequencies (and band) of 1.5 (1-2), 3.0 (2-4), 6.0 (4-8), 9.0 (6-12), 12 (8-16) and 18 (12-24) Hz. The independent frequency model approach is used for the calculation of the geometrical attenuation (γ), effective attenuation (Q_e) and geometrical spreading (ν) parameters.

Five different datasets were used according to the geotectonic environment as well as the ability to sample shallow or deeper structures, particularly the sediments of the Parecis basin and the crystalline basement of the Amazon craton. The coda quality factor was modeled using $Q_c = Q_0 f$. For the Parecis basin $Q_c = (98 \pm 12) f^{(1.14 \pm 0.08)}$; for the surrounding shield $Q_c = (167 \pm 46) f^{(1.03 \pm 0.04)}$; and for the whole region of Porto dos Gaúchos $Q_c = (99 \pm 19) f^{(1.17 \pm 0.02)}$.

We found for the cratonic zone $\gamma = 0.014$; $Q_e^{-1} = 0.0001$, $\nu \approx 1.12$; for the basin zone with sediments of ~500 m: $\gamma = 0.031$, $Q_e^{-1} = -0.0003$, $\nu \approx 1.27$ and $\gamma = 0.047$, $Q_e^{-1} = -0.0005$, $\nu \approx 1.42$ for the Parecis basin with sediments of ~1000 m.

Analysis of the attenuation factor (Q_c) for different values of the geometrical spreading parameter, indicated that an increase of geometrical parameter generally causes an increase in Q_c , both in the basin as well as in the Craton. But the differences in the attenuation between different geological environments are maintained for different models of geometrical spreading.

It was shown that the energy of coda waves is attenuated more strongly in the sediments than in the basement. Thus, the coda wave analysis can contribute to studies of geological structures in the upper crust, as the average coda quality factor is dependent on the thickness of sedimentary layer.

3.1. Introduction

Seismic attenuation plays an important role in studies of the earth structure, from which useful information on medium properties can be inferred. Determination of source parameters must take into account the proper attenuation characteristic of the wave path. Moreover, it is essential to seismic risk studies and seismic hazard assessment, and consequently to seismic risk mitigation. In the last three decades different studies in many parts of the world have used coda waves from small earthquakes to determine local attenuation properties of the crust (e.g, Herrmann, 1980; Singh and Herrmann, 1983; Pulli, 1984; Ibáñez et al., 1990; Gupta et al., 1995; Dias and Souza, 2004).

Coda waves from small local earthquakes are the superposition of backscattered body waves generated from numerous heterogeneities distributed randomly in the lithosphere (Aki, 1969; Aki and Chouet, 1975; Rautian and Khalturin, 1978). Therefore, the great variety of paths traveled by these scattered waves provides information concerning the average attenuation properties of the medium instead of just the characteristics of a particular path (Gupta et al., 1995). The attenuation of the

seismic waves in the lithosphere is highly frequency dependent and is caused by the combination of two effects: scattering and anelastic attenuation (Havskov et al., 1989) and it is difficult to separate each other, since both have similar dependence on travel time or distance (Aki, 1969; and Havskov et al., 1989). Anelastic attenuation is strongly dependent of the tectonic environment as demonstrated in many studies carried out in different places of the world (e.g, Havskov et al., 1989).

One factor that increases seismic hazard in intraplate regions is the low attenuation of seismic waves, which travels in more homogeneous medium than that of interplate regions. Thus, despite the low seismic activity in stable continental regions, the level of ground shaking caused by a moderate intraplate earthquake reaches a larger area compared to similar magnitudes in plate border areas (Nuttli, 1973). Moreover, because of the low seismicity, studies of seismic wave attenuation in stable continental interiors are rare, particularly in Brazil, due to poor coverage of seismic stations. In Brazil, only Dias and Souza (2004) and Carvalho and Souza (2006) estimated coda Q attenuation. They studied the seismogenic João Câmara area in NE Brazil, and suggested that the seismogenic fault is a boundary between two different seismic attenuation zones. Additionally, Souza and Michel (1998) have studied Lg coda Q attenuation in South America covering most of the continent.

In the present paper, the single scattering model has been used to study the coda Q attenuation in Porto dos Gaúchos Seismic Zone (PGSZ) located in the Parecis basin, Amazon craton and the independent frequency model approach (Morozov, 2008) is used for the attenuation calculation.

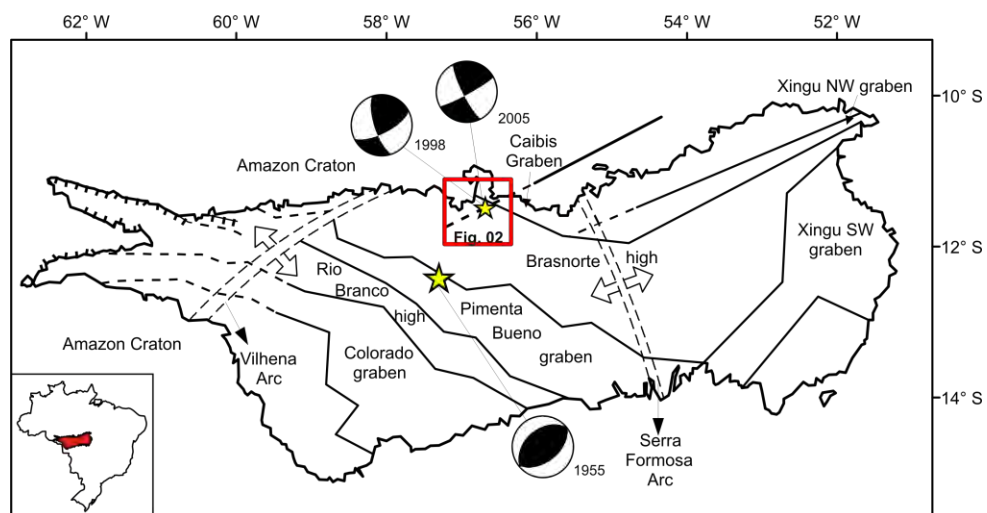


Fig. 3.1 - Simplified tectonic domains of the Parecis basin (modified from Bahia et al., 2007) with the sequence of WNW-ESE trending grabens and basement highs. The thick solid line (N60°E) in the Caiabis graben is the WSW-ENE fault from Leite and Saes (2003), extrapolated with dashed line towards the 1998/2005 epicentral area. The red square indicates the study area shown in Fig 3.2. The stars indicate the epicenters of 1998/2005 and 1955 earthquakes, and the beach balls are the focal mechanism solutions for 1955 (Mendiguren and Richter, 1978) and 1998/2005 earthquakes (Barros et al., 2009).

PGSZ has one of the most expressive seismic activities in Brazil. Three of the 14 largest intraplate earthquakes (magnitudes $\geq 5.0 m_b$) reported in the Brazilian continental lithosphere occurred in PGSZ. This includes the largest earthquake of all stable continental interior of the South American plate, occurred on January 31, 1955, with $6.2 m_b$ and VIII-IX inferred MM intensity, shown by the large star in Fig. 1 (Barros et al., 2009; Johnston, 1989). The other two occurred on March 10,

1998 (5.2 m_b , MMI VI) and on March 23, 2005 (5.0 m_b , MMI V) in the same seismic zone (shown by the small star in Fig. 3.1) 100 km NE of the 1955 epicenter. In this area a recurrent seismic activity has been observed since 1959, with several earthquakes occurring in subsequent years (Barros et al., 2009).

The economic development of this region in the last decades, increases the importance of seismic risk studies, inexistent for this area. Estimates of attenuation coefficients are important for seismic hazard assessment. This attenuation study aims to contribute to future seismic source studies and to mitigate seismic risk in the region.

3. 2. Tectonic setting and seismicity of the study area

The Porto dos Gaúchos Seismic Zone (PGSZ) is located in the center north of Mato Grosso State, in the contact between the southern part of the Amazonian craton and the northern part of the Phanerozoic Parecis basin (Fig. 3.1).

The study area (Fig. 3.2) includes the Precambrian basement of the Amazon craton, composed mainly by granitic/gneissic rocks, and Phanerozoic terrains with sedimentary rocks of the Parecis basin. The Precambrian basement of the Amazon craton belongs to the Rio Negro-Juruena geochronologic province with 1.8 to 1.55 Ga (Tassinari et al., 2000), with an important feature, the Caiabis graben of Mesoproterozoic age (~1.36 Ga, Leite and Saes, 2003, as shown in Fig.3.1). For simplicity, we will call the area outside the basin as “craton”.

The main trend of the gravity anomalies near the PGSZ is oriented in the NW-SE direction related to the Brasnorte gravity high (Fig. 3.1). However, the epicentral distribution of the recent (1998 to 2005) seismicity correlates better with a series of ENE-WSW aeromagnetic lineaments near PGSZ which probably indicate major basement faulting during the geological evolution of this area (Barros et al., 2009).

In Porto dos Gaúchos a recurrent seismicity has been observed since 1959 (MM Intensity IV - V), two years after the arrival of the first settlements in that remote area of the Amazon forest. Since 1980, with the installation of regional stations in the Amazon, seven events with magnitudes between 3.5 and 4.4 were detected. On March 10, 1998, a 5.2 m_b and MMI VI was detected. A local seismic network was deployed by the University of Brasília to study the aftershock activity (Fig. 3.2). This network, with up to seven 3-component stations, detected more than 2500 events until December 2002 when it was deactivated.

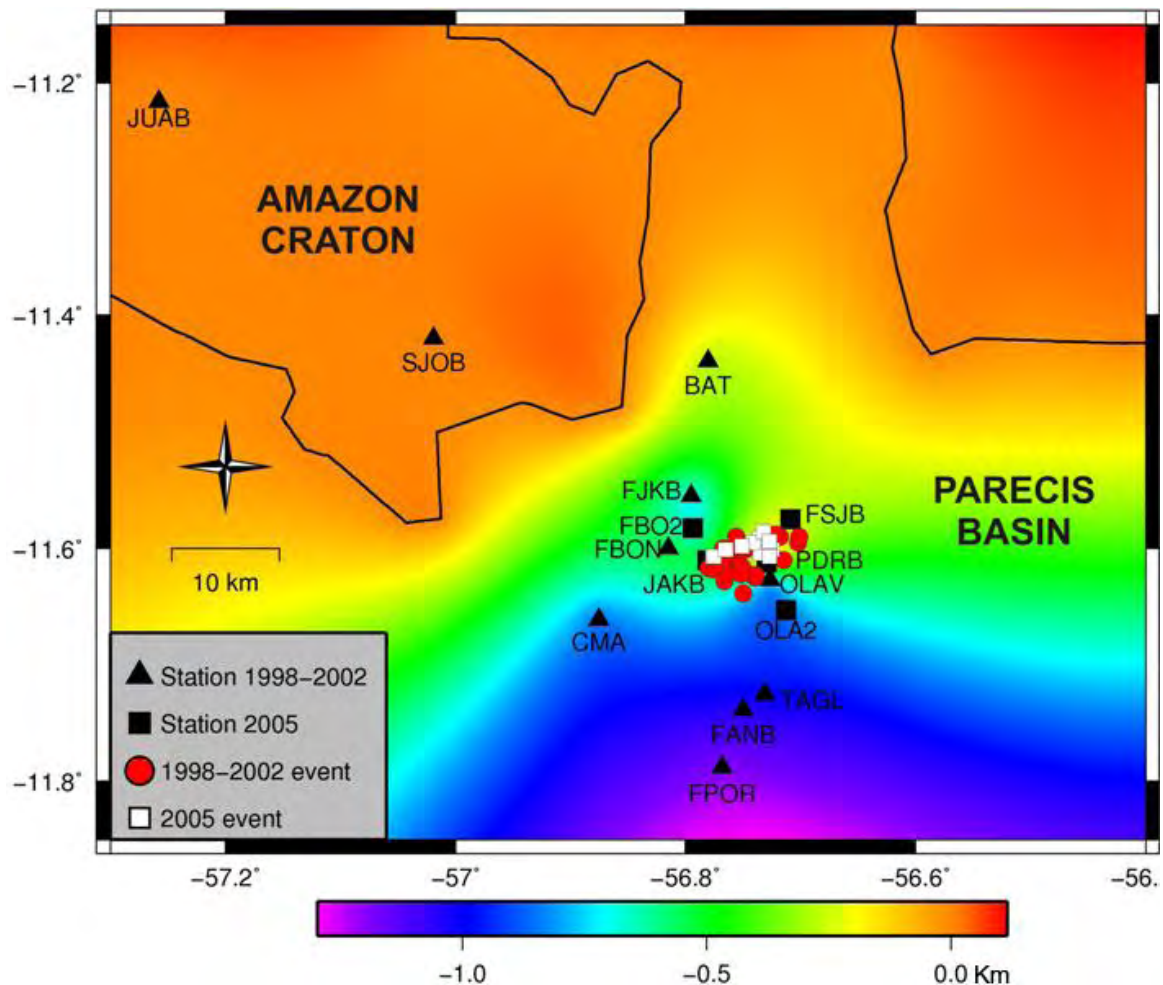


Fig. 3.2 - Basement depth in the Parecis basin as obtained by Receiver Function techniques applied to local events (Barros and Assumpção, 2009). The solid line indicates the limit between the Amazonian craton and the Parecis basin (Barros et al., 2008). Triangles and squares denote seismic stations. Stations OLA2, FBO2, PDRB, and JAKB belong to 2005 seismic network (squares) and station FSJB belongs to both networks. All the rest (triangles) compose the 1998-2002 network. Stations ending in B are broad-band station (30 sec to 50 Hz) and the rest are short period 3-component stations (1 Hz-100 Hz).

On March 23, 2005, another shock occurred in PGSZ, with magnitude 5.0 m_b and intensity V (MM). One week later five stations were installed to monitor the aftershocks. This time the stations could be installed closer to the known epicentral area. In three months, this network detected more than 3,500 micro-earthquakes. Hypocenters were located with a velocity model derived from a seismic refraction experiment (Barros et al., 2009).

Focal mechanism studies of the 1955 earthquake by Mendiguren and Richter (1978) indicated a pure reverse faulting with P axis oriented roughly in SE-NW direction. Both the 1998 and 2005 earthquakes sequences occurred in a single WSW-ENE oriented fault zone with right-lateral strike-slip mechanisms suggesting compressional S_{Hmax} roughly in the E-W direction (Barros et. al., 2009; Fig. 3.1). The epicentral zone for both the 1998-2002 (hereafter 1998 sequence) and 2005 sequences (about 6 km long) are indicated by circles and squares in Fig. 3.2. This figure shows the basement depth in the Parecis basin as obtained by Barros and Assumpção (2009) using Receiver Function

techniques applied to local events. It can be seen that the seismicity occurs in a basement high (PDRB station is located on an isolated granite outcrop within the basin). The sediment thickness increases from north to south up to about 1,400 m depth beneath FPOR station. The stations CMA, JAKB, OLAV and OLA2 delimit areas where the basement drops from about 300 m to 1,000 m depth.

3. 3. Coda-Q method

Coda wave of local earthquakes can be explained as backscattered S-waves from lateral heterogeneities distributed uniformly in the lithosphere (Aki, 1969; Aki and Chouet, 1975). The scattering is produced by irregular topography, complex surface geology, and heterogeneous elastic properties of the rocks, faults and cracks, which are more frequent near the surface and less in deep region (Kumar et al., 2005). This implies that the decay of coda wave amplitudes as a function of lapse time (time measured from the origin time) are similar to each other for different earthquakes in a given area, independently of the source and receiver locations (Biswas and Aki, 1984). The decay of coda wave amplitude with lapse time, according to Aki (1969), at a particular frequency, is only due to energy attenuation and geometrical spreading but independent of earthquake source, path propagation and site amplification. The attenuation of seismic waves is the sum of intrinsic and scattering attenuation, where in the first case the energy is converted in heat through anelastic absorption and in the second case it is redistributed through refraction, reflection and diffraction at random discontinuities present in a homogeneous medium (Kumar et al., 2005).

After the advent of coda wave theory by Aki and Chouet (1975) and Sato (1977), many studies (e.g., Rautian and Khalturin, 1978; Herraiz and Espinosa, 1987; Kavamme and Havskov, 1989; Kumar et al., 2005) have shown that the coda Q factor increases with frequency through the relation

$$Q(f) = Q_0 \left(\frac{f}{f_0} \right)^\eta \quad (3.1)$$

where Q_0 is the quality factor in the reference frequency f_0 , usually 1 Hz, and η is the frequency parameter, which is close to unity. These parameters vary according to the heterogeneities of the medium, seismicity, tectonics and geological features of each region (e.g, Jin and Aki, 1988 and 1989; Moncayo et al., 2004).

Assuming single scattering from randomly distributed heterogeneities, Aki and Chouet (1975) showed that the coda wave amplitude at frequency f and elapsed time from the origin, t , can be expressed as:

$$A(f,t) = S(f)t^\nu e^{-\frac{\pi f}{Q(f)}t} \quad (3.2)$$

Where $S(f)$ is the source function at a frequency f , ν is the geometrical spreading parameter and $Q(f)$ the coda wave attenuation quality factor (Qc), representing the attenuation of the medium. $S(f)$ is considered a constant as it is independent of time and radiation pattern. The parameter ν can assume the values 1.0 (for body wave scattering), 0.5 (for surface wave scattering) and 0.75 (for diffusive waves). As coda waves are mainly S to S backscattered waves (Aki, 1981; Kavamme and

Havskov, 1989), the spreading parameter $\nu = 1$ is used in this study. However, as Aki and Chouet (1975) noted, the dependence of different envelopes on time are relatively insensitive to the ν value. For most frequencies the estimates of $Q(f)$ for $\nu = 0.5, 0.75$ or 1.0 in the Kanto region differ by less than 20%. For PGSZ these estimates are in the range observed by Aki and Chouet (1975) for frequencies up to about 10 Hz as will be discussed later.

Equation 3.2 is valid only if the coda window begins at least after twice the S wave propagation time, $2(T_s - T_o)$, to avoid the effects of direct S-wave in the coda window and to validate the assumption used in the model that receiver and source are very close (Rautian and Khalurin, 1978). Or in other words, the scattering is not a function of the distance between receiver and source.

Taking the natural logarithm of the equation 3.2 we obtain:

$$\begin{aligned} \ln A(f,t) + \nu \ln(t) &= \ln(S(f)) - \pi f t / Q(f) \\ \ln [A(f,t)t] &= k - bt, \text{ for } \nu = 1 \end{aligned} \quad (3.3)$$

The above equation represents a straight line where $b = \pi f / Qc$ and $k = \ln S(f)$. Hence, Qc can be obtained from the slope of the linear regression of $\ln [A(f,t) * t]$ versus t , for a constant frequency. Then, in order to determine Qc the seismogram is initially narrow-band-pass filtered at different central frequencies. Qc is determined for each frequency band and lapse time window, as will be seen in the next section. For this the SEISAN package was used (Havskov and Ottomöller, 2008).

3. 4. Data selection and analysis

The choice of data for analysis was preceded by a careful selection, of magnitudes, station locations, epicentral distances, outcrop geology at the stations, and event depths. The duration magnitudes range from 1.2 to 3.4, and epicentral distances range between 1 km (JAKB and PDRB stations) to 72 km (JUAB station). The two earthquake sequences (1998 and 2005) were monitored by two different seismic networks. In the first case, the stations were installed further from the source and the network had a larger aperture (about 80 km), with stations installed in igneous outcrops of the craton (JUAB and SJOB) and in the Parecis basin (Fig. 3.2). Both networks used broadband (Güralp CMG-40T, 30 sec to 50 Hz) and short period 3-component sensors (S3000EQ, 1.0 Hz to 100 Hz).

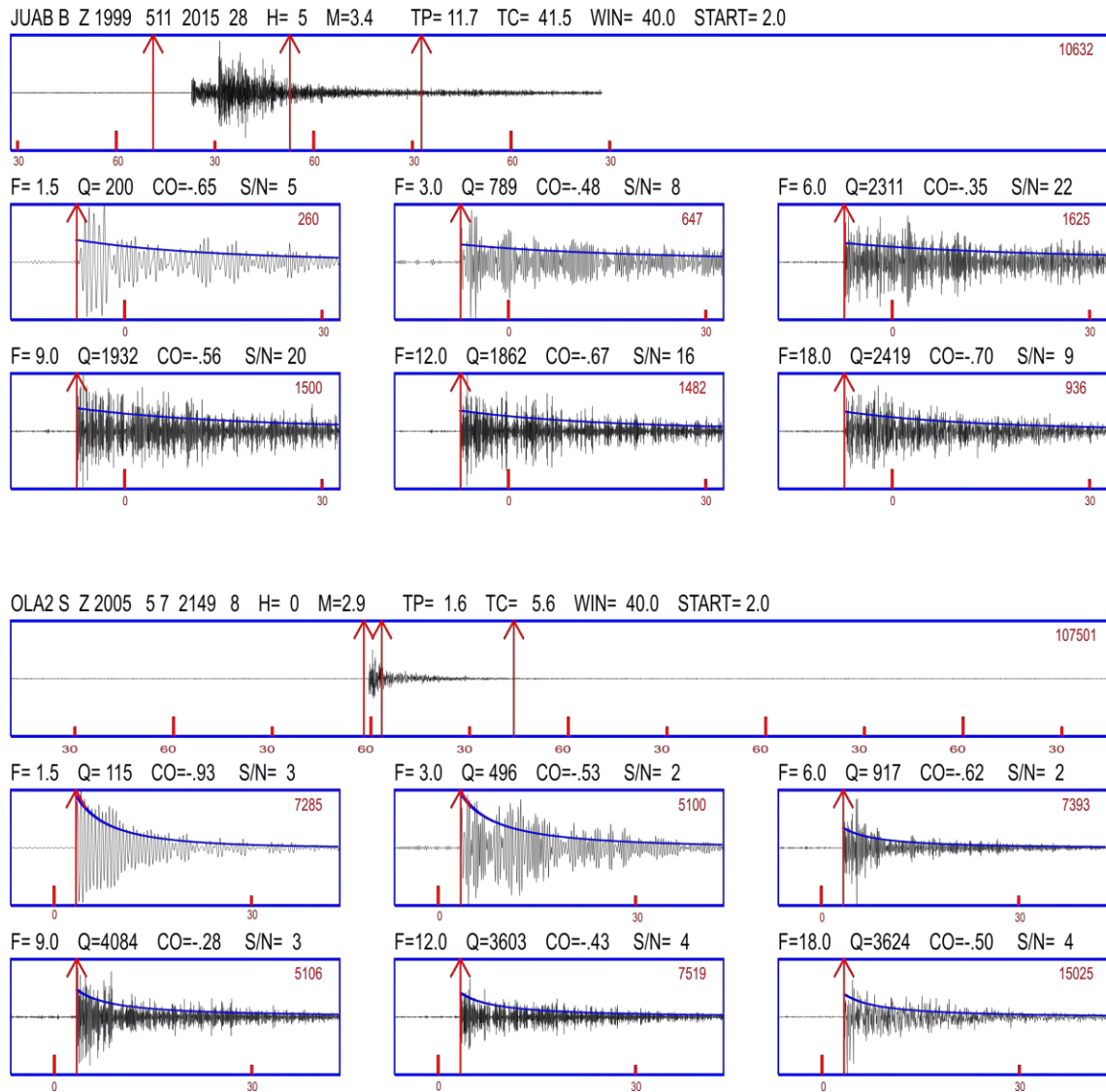


Fig. 3.3 - Examples of unfiltered and band pass-filtered traces for two events recorded at different epicentral distances and depths. The first recorded by station JUAB (a) in the craton (70 km distance) during the 1998-2002 sequence, and the second recorded by the close station OLA2 (b) in the basin (8.5 km distant) during 2005 seismic sequence. In each figure, the top trace is the original unfiltered signal where the three vertical lines indicate (from the left) origin time (T_0), window start ($2(T_s - T_0)$) and end of the coda window ($2(T_s - T_0) + WIN$). On top of first trace is shown the station code and event identification. The abbreviations are: H=depth (km); M=coda magnitude; TP = P onset time; TC = start of coda window (in sec) from the origin; WIN = window length; start = start of coda window in terms of S travel time, always = $2(T_s - T_0)$; F= central frequency in Hz; CO = correlation coefficient; and S/N=signal-to-noise ratio. The fitted envelope of each filtered segment is shown as a decay curve for each central frequency.

Data was grouped by different geotectonic environments as well as the ability to sample structures at depths, depending on the event focal depth and the thickness of the sedimentary package at the station, which is shown to be a determining factor in the coda Q values. In this sense, the events could be divided into five different groups, as indicated in Table 3.1.

The events of the 1998 sequence occurred with depths between 0 and 6 km, with the majority (70%) between 3 and 6 km. The event sequence of 2005 was shallower, the deepest reaching only 3

km depth. Therefore, the events of 1998 and 2005 seismic sequences should sample different volumes of the Parecis basin.

To test the sensitivity of coda waves to the thickness of the basin sedimentary package, group C was divided into two subgroups: one composed by the six stations in the northern part of the abrupt transition in the basin depth (BAT, FJKB, FSJB, FBO2, FBON and PDRB), and the other composed by the six stations to the south of the transition (CMA, JAKB, OLA2, FANB, TAGL and FPOR) as shown in Fig. 3.2 and Table 3.1.

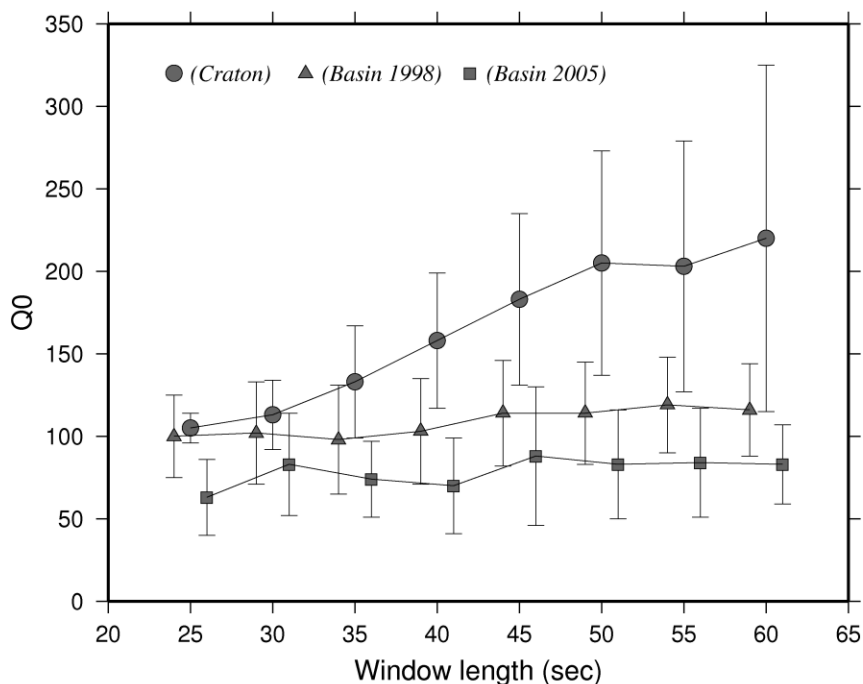
Table 3.1. Distribution of the station groups A to E according to station geology. Last two columns show resulting Q_0 , η and corresponding standard deviation (σ) fitted for all window lengths, as shown in Fig. 3.6.

Group	No. of Events	Sequence	Station Location	Epicentral Range (km)	Stations (Fig.2)	Location	$Q_0 \pm \sigma$	$\eta \pm \sigma$
A	19	2005	Basin	1 - 10	FBO2, JAKB, FSJB, PDRB and OLA2	Basin	73±30	1.29±0.18
B	28	1998	Basin	4 - 20	BAT, FJKB, FSJB, FBON, OLAV, CMA, TAGL, FANB and FPOR	Basin	110±30	1.10±0.13
C	47	1998/2005	Basin	1 - 20	A + B stations	Basin	98±12	1.14±0.08
D	39	1998	Craton	35 - 70	JUAB and SJOB	Craton	167±46	1.03±0.04
E	86	1998/2005	Basin and Craton	1 - 70	all stations, C + D	Basin and Craton	99±19	1.17±0.02
C1	47	1998/2005	Northern Basin	1 - 20	BAT, FJKB, FSJB, FBO2, FBON and PDRB	Northern Basin	103±30	1.19±0.14
C2	47	1998/2005	Southern Basin	1 - 20	CMA, JAKB, OLA2, FANB, TAGL and FPOR	Southern Basin	78±23	1.17±0.14

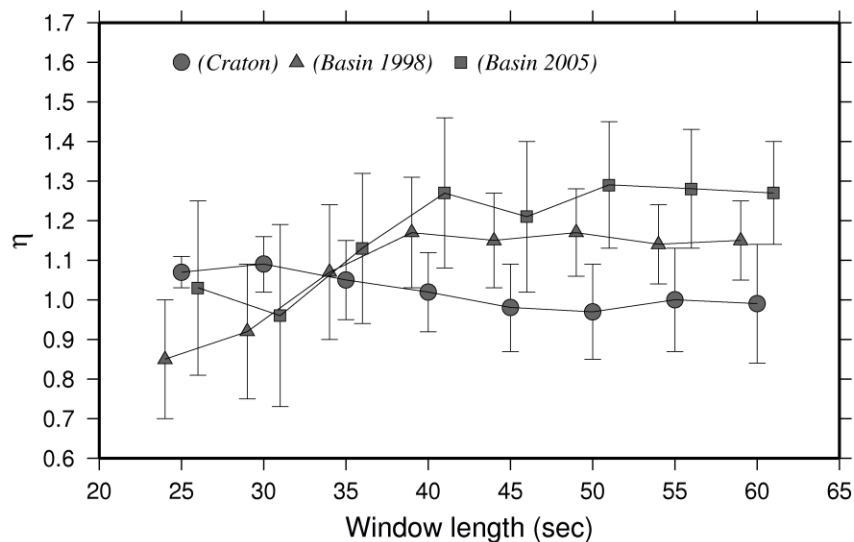
The method applied in this work can be resumed in five steps. An example of processing is shown in Fig.3.3 for two different events, one recorded by station JUAB (craton) in 1999 with epicentral distance of 70 km, and the other by station OLA2 (basin) in 2005, located 8.5 km from the epicentre.

1. The traces are filtered using narrow band-pass, six-poles Butterworth filters, at central frequencies $F = 1.5, 3.0, 6.0, 9.0, 12.0$ and 18.0 Hz, with bands of 1-2, 2-4, 4-8, 6-12, 8-16 and 12-24 Hz, respectively;
2. Measurement windows are defined, starting at twice the S-wave travel time ($START=2.0$ in Fig.3.3), with durations from 25s to 60s, in steps of 5s. Fig. 3.3 shows the results for a window length (WIN) of 40s. The signal-to-noise ratio (S/N) of each window and central frequency is determined by the ratio of the *rms* amplitude of the last five seconds of the window to the *rms* amplitude of 10 seconds of noise before the P-wave arrival. Windows with S/N less than 2 were discarded.
3. For each central frequency, the amplitude of the coda envelope ($A(f)$) is determined and the regression line of equation [3.3] is fitted. Q_c is determined from the regression coefficients. The amplitude decay corresponding to the calculated Q_c is shown in Fig.3.3 with the blue lines. The correlation coefficient (CO) of this regression is used as a quality check of the Q_c . Only Q_c obtained with CO better than 0.45 are used. For the first event in Fig.3.3, Q_c for $F=6$ Hz was not used (CO worse than 0.45). For the second event, frequencies of $F= 9$ and 12 did not have good enough correlation and were also discarded.

4. For each window length and central frequency, an average Q_c is determined with all earthquakes for all stations of the group (with $S/N > 2$ and CO better than 0.45).
5. For each window length Q_0 and η are determined with eq. [3.1].



a)



b)

Fig. 3.4 - Plots of Q_0 (a) and frequency parameter η (b) with window length for groups A (2005 stations in the basin), B (1998-2002 stations in the basin), D (stations only in the craton).

Several tests with different thresholds for the signal-to-noise ratio (S/N) and the correlation coefficient (CO) were tried. $S/N = 2$ and $CO = 0.45$ represent a good compromise between rejecting too much data and getting a reasonable number of events to calculate the average Q for each group.

Table 3.2. Average Q_c for each window length and central frequency. N is the number of Q_c values used for the average and σ is the standard deviation.

(a) - Quality factor and standard deviation for the Parecis basin (group C)

Nº	Window Length	1.5 Hz(1-2) Qc±σ	N	3.0 Hz (2-4) Qc±σ	N	6.0 Hz (4-8) Qc±σ	N	9.0 Hz (6-12) Qc±σ	N	12.0 Hz (8-16) Qc±σ	N	18.0 Hz (12-24) Qc±σ	N
1	25	150 ± 56	18	205 ± 86	62	443 ± 202	41	650 ± 442	12	830 ± 673	3	2263 ± 399	3
2	30	198 ± 72	16	229 ± 79	58	487 ± 242	33	769 ± 492	11	1155 ± 798	4	2422 ± 460	5
3	35	216 ± 76	20	251 ± 86	58	527 ± 284	27	1132 ± 319	13	1744 ± 932	11	2713 ± 566	8
4	40	221 ± 72	31	249 ± 91	42	538 ± 253	17	1384 ± 458	21	1996 ± 820	22	3423 ± 687	33
5	45	234 ± 84	30	251 ± 90	34	665 ± 346	23	1494 ± 549	23	2133 ± 692	32	3269 ± 581	43
6	50	228 ± 74	24	254 ± 82	24	741 ± 323	17	1601 ± 354	21	2263 ± 356	27	3367 ± 753	47
7	55	229 ± 71	22	263 ± 90	20	895 ± 366	17	1601 ± 351	20	2201 ± 294	24	3119 ± 515	33
8	60	210 ± 55	21	248 ± 73	14	887 ± 334	15	1566 ± 340	17	2138 ± 283	20	2979 ± 277	25

The functional formula $Q_c=Q_0f^n$ for each window length is:

- 1) $(79\pm 16)f^{(0.96\pm 0.12)}$; 2) $(91\pm 25)f^{(0.97\pm 0.16)}$; 3) $(90\pm 29)f^{(1.09\pm 0.17)}$; 4) $(92\pm 32)f^{(1.2\pm 0.15)}$;
5) $(101\pm 33)f^{(1.18\pm 0.14)}$; 6) $(102\pm 31)f^{(1.2\pm 0.12)}$; 7) $(113\pm 30)f^{(1.16\pm 0.11)}$; 8) $(110\pm 27)f^{(1.16\pm 0.11)}$.

(b) - Quality factor and standard deviation for the Amazon craton (group D).

Nº	Window Length	1.5 Hz(1-2) Qc±σ	N	3.0 Hz (2-4) Qc±σ	N	6.0 Hz (4-8) Qc±σ	N	9.0 Hz (6-12) Qc±σ	N	12.0 Hz (8-16) Qc±σ	N	18.0 Hz (12-24) Qc±σ	N
1	25	145 ± 49	12	377 ± 73	11	769 ± 179	13	1132 ± 162	20	1528 ± 284	24	2241 ± 342	33
2	30	145 ± 47	10	523 ± 67	6	841 ± 158	11	1325 ± 244	23	1629 ± 307	22	2542 ± 400	33
3	35	155 ± 37	9	673 ± 91	5	979 ± 271	14	1337 ± 273	17	1830 ± 381	23	2593 ± 416	28
4	40	177 ± 24	7	683 ± 85	3	1101 ± 257	14	1632 ± 360	21	1959 ± 395	23	2699 ± 465	28
5	45	199 ± 57	6	815 ± 143	2	1240 ± 375	10	1739 ± 421	18	2127 ± 475	21	2804 ± 542	28
6	50	228 ± 69	5	886 ± 0	1	1349 ± 308	5	2095 ± 450	13	2428 ± 580	18	2958 ± 457	22
7	55	225 ± 20	4	1220 ± 0	1	1343 ± 362	2	2225 ± 687	7	2692 ± 688	16	3280 ± 610	23
8	60	240 ± 0	2	0 ± 0	0	1527 ± 361	2	2074 ± 622	5	2990 ± 822	16	3424 ± 644	21

The functional formula $Q_c=Q_0f^n$ for each window length is:

- 1) $(105\pm 9)f^{(1.07\pm 0.04)}$; 2) $(113\pm 21)f^{(1.09\pm 0.07)}$; 3) $(133\pm 34)f^{(1.05\pm 0.1)}$; 4) $(158\pm 41)f^{(1.02\pm 0.1)}$;
5) $(183\pm 52)f^{(0.98\pm 0.11)}$; 6) $(205\pm 68)f^{(0.97\pm 0.12)}$; 7) $(203\pm 76)f^{(1\pm 0.13)}$; 8) $(220\pm 105)f^{(0.99\pm 0.15)}$.

(c) - Quality factor and standard deviation for the region (group E).

Nº	Window Length	1.5 Hz(1-2) Qc±σ	N	3.0 Hz (2-4) Qc±σ	N	6.0 Hz (4-8) Qc±σ	N	9.0 Hz (6-12) Qc±σ	N	12.0 Hz (8-16) Qc±σ	N	18.0 Hz (12-24) Qc±σ	N
1	25	148 ± 53	30	220 ± 99	73	493 ± 243	54	886 ± 567	32	1397 ± 659	27	2242 ± 341	36
2	30	173 ± 66	26	242 ± 94	64	544 ± 286	44	1074 ± 634	34	1532 ± 579	26	2525 ± 404	38
3	35	192 ± 66	29	264 ± 103	63	626 ± 369	41	1239 ± 324	30	1802 ± 643	34	2619 ± 443	36
4	40	211 ± 64	38	260 ± 105	45	699 ± 398	31	1498 ± 453	42	1977 ± 632	45	3048 ± 673	61
5	45	227 ± 79	36	261 ± 104	36	773 ± 443	33	1593 ± 536	41	2130 ± 615	53	3068 ± 616	71
6	50	228 ± 72	29	261 ± 93	25	825 ± 396	22	1759 ± 448	34	2326 ± 452	45	3225 ± 677	69
7	55	228 ± 65	26	274 ± 106	21	928 ± 387	19	1726 ± 463	27	2374 ± 487	40	3183 ± 558	56
8	60	213 ± 55	23	248 ± 73	14	933 ± 373	17	1658 ± 417	22	2448 ± 607	36	3167 ± 489	46

The functional formula $Q_c=Q_0f^n$ for each window length is:

- 1) $(69\pm 13)f^{(1.17\pm 0.09)}$; 2) $(77\pm 16)f^{(1.18\pm 0.1)}$; 3) $(88\pm 19)f^{(1.17\pm 0.1)}$; 4) $(98\pm 26)f^{(1.18\pm 0.1)}$;
5) $(108\pm 30)f^{(1.17\pm 0.11)}$; 6) $(111\pm 33)f^{(1.18\pm 0.11)}$; 7) $(118\pm 31)f^{(1.16\pm 0.11)}$; 8) $(112\pm 30)f^{(1.18\pm 0.11)}$.

3.5. Results

Quality factors were estimated for five different datasets, each one representing a particular configuration of stations in relation to the seismic sources (Table 3.1 and Fig. 3.2). Datasets A and B aim to evaluate the effects of the network aperture and average event depth in the estimates of coda

waves Q_c ; Datasets C and D sample two different areas: Parecis basin (dataset C) and craton (dataset D). The average Q_c for the whole region was obtained using dataset E (C + D). The results for the basin, craton and the whole region are presented in Tables 3.2a-c, for the six central frequencies and eight lapse time windows.

Fig. 3.4 shows the differences in the behaviour of the coda waves for different windows lengths. Groups A and B (basin stations for small and large aperture networks of 2005 and 1998) show similar behaviour and the results show no significance dependence on windows length, given the uncertainties in Q_0 and η . However, without considering dispersion, Q_0 to group B doubles in relation to group A, almost for all windows length. Probably due to the fact that group B samples deeper structures, and in this case, besides shallow sediment also basement of Amazon craton, unlike group A that samples mainly shallow basin sediment. Group D (stations in the craton) shows a trend of higher Q_0 compared to basin stations (groups A and B). The increase in Q_0 in cratonic area should be related to deep penetration of seismic waves in Earth part where rocks are more homogeneous and consequently with low attenuation (high Q_0). This suggested that attenuation is stronger (lower Q) for the groups that sample predominantly basin areas.

To further investigate the sensitivity of the coda waves to the depth of basement top in the Parecis basin (i.e., sediment thickness) we divided the basin stations (group C = A + B) into two subgroups: C1 sampling the shallower (northern) part of the basin, and C2 sampling predominantly the deeper (southern) part of the basin. Groups C1 and C2 are on opposite sides of the abrupt change in basement depth (Fig. 3.2).

Despite the large uncertainties, the stations in the deep part of the basin (C2) confirm the trend of stronger attenuation (lower Q) compared with shallower basin (C1) or cratonic stations (D).

Fig. 3.5 shows that Q_0 increase with window length for subgroup C2 (stations on the deeper part of the basin) and no systematic behavior presents for stations on shallower basin. Given the uncertainties in Q_0 and η we estimated the representative attenuation coefficients by taking the average of the Q_c measurements for all eight window lengths, as show in Fig 3.6 a-e. For each group the functional form $Q_c = Q_0 f^{-\eta}$ was fitted using the average Q_c of the eight window lengths. The results for all groups are shown in Table 3.1.

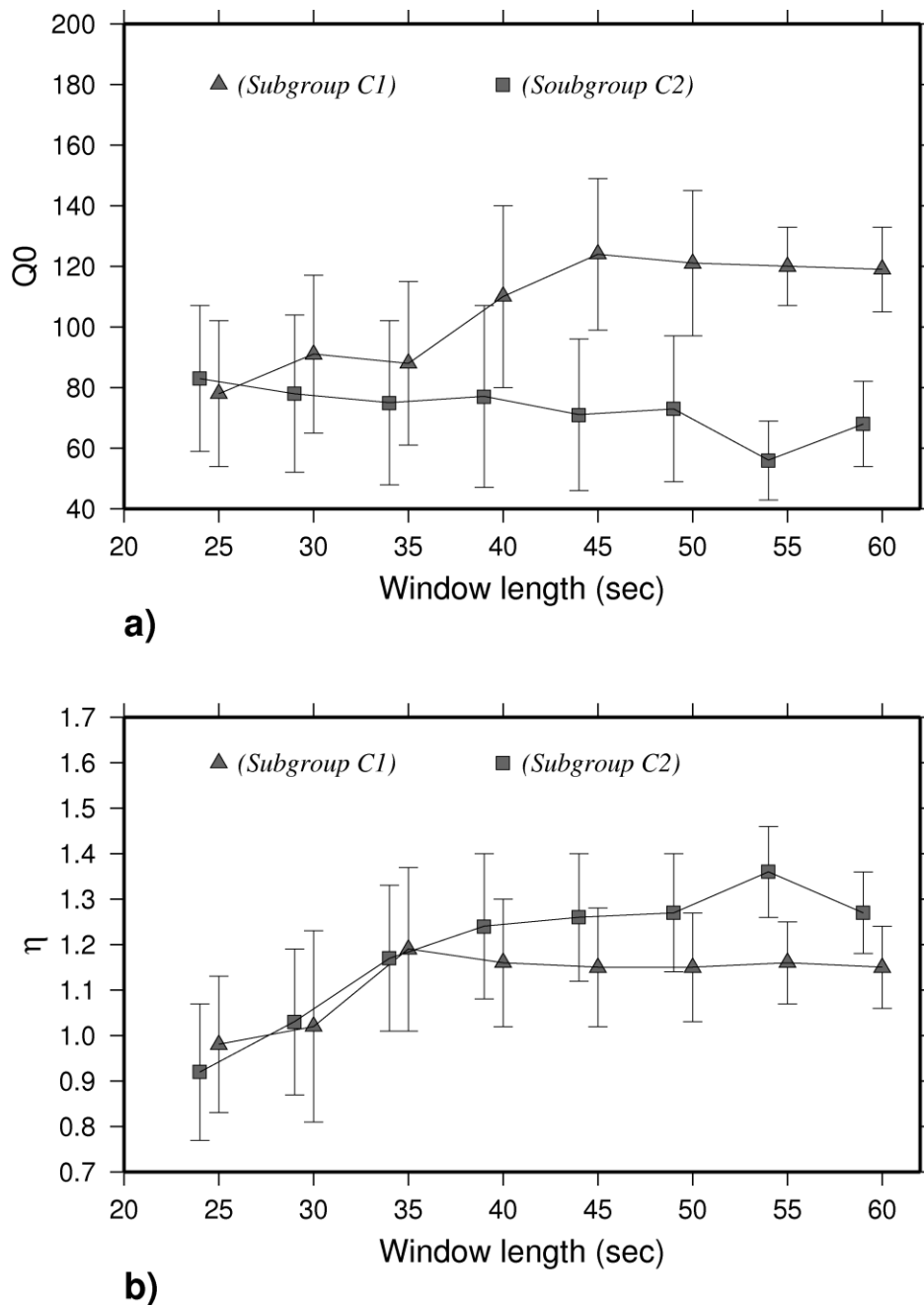


Fig. 3.5 - Plots of Q_0 (a) and frequency parameter η (b) with window length for sub-groups C1 (six stations in shallow, northern part the of the basin) and C2 (six stations in southern, deeper part of the basin).

3.6. Discussion

The estimates of the average quality factor for coda waves (Q_c) for the five groups (Fig. 3.6 a-e) are different, both with respect to the values of Q_0 , and the frequency parameter η . This can be explained by the fact that each data group samples different volumes of the crust, due to the positions of stations in relation to the seismic source (hypocentral distance) as well as to their geotectonic environment. Thus, the lateral heterogeneities sampled by each group are different, and affect, therefore, in different forms the coda wave energy decay.

The most significant difference shown by our results concerns to the two main geotectonic environments sampled by the coda waves: Phanerozoic sediments of Parecis basin and the pre-Cambrian basement of the Amazon craton. Moreover, the sedimentary basin thickens rapidly from north to south (Fig. 3.2). Depending on the position of the seismic station, the coda waves sample more sedimentary or more basement rocks, two contrasting environments in terms of density, seismic velocities and heterogeneities. All these factors affect differently the decay of the coda waves. In addition, stations more distant from the source sample deeper structures, and in this case sample predominantly the crystalline cratonic basement, where the rocks are denser, presumably more homogeneous and with higher seismic speed. This generally implies an increase in coda quality factor Q (lower attenuation) due mainly to a reduction in heterogeneities as observed by (e.g, Pulli, 1984). The results for groups A and B (Figs. 3.6a,b) confirm this. For group A (closer stations and shallower events) $Q_C = 73 f^{1.29}$. For group B (more distant stations and deeper events) $Q_C = 110 f^{1.10}$. Therefore, different structures contribute to the differences observed in the coda wave frequency dependence, because of the different station distances and focal depths. The increase in Q_0 could be explained by the decrease in heterogeneities with depth. The results for the basin area (group C = A + B, see Table 3.1), $Q_C = 98 f^{1.14}$, and the craton (group D), $Q_C = 167 f^{1.03}$, can be explained in a similar way.

The effect of the thickness of the sedimentary layer in the coda wave attenuation is more clear if we compare the Q_0 and the frequency parameter η from subgroups C1 (northern stations) and C2 (southern stations), as shown in Table 3.1. For the shallower, northern part of the basin $Q_C = (103 \pm 30) f^{1.19 \pm 0.14}$ and for the deeper, southern part $Q_C = (78 \pm 23) f^{1.17 \pm 0.14}$. This shows that the energy of coda waves is attenuated more strongly in the sediments than in the basement. Thus, coda waves could be used to help characterize geological structures in subsurface as the coda Q is highly affected by the sedimentary layer thickness.

The differences between Q_C in sedimentary and basement environments are more pronounced in low frequencies, as can be seen in Fig. 3.7 for the craton (group D) and the southern part of the Parecis basin (group C2); which is thicker (see Fig. 3.2). The larger Q_0 (167) in the craton compared to the lower Q_0 (78) in the deep basin can be interpreted as due to a more homogeneous medium of the cratonic basement rocks.

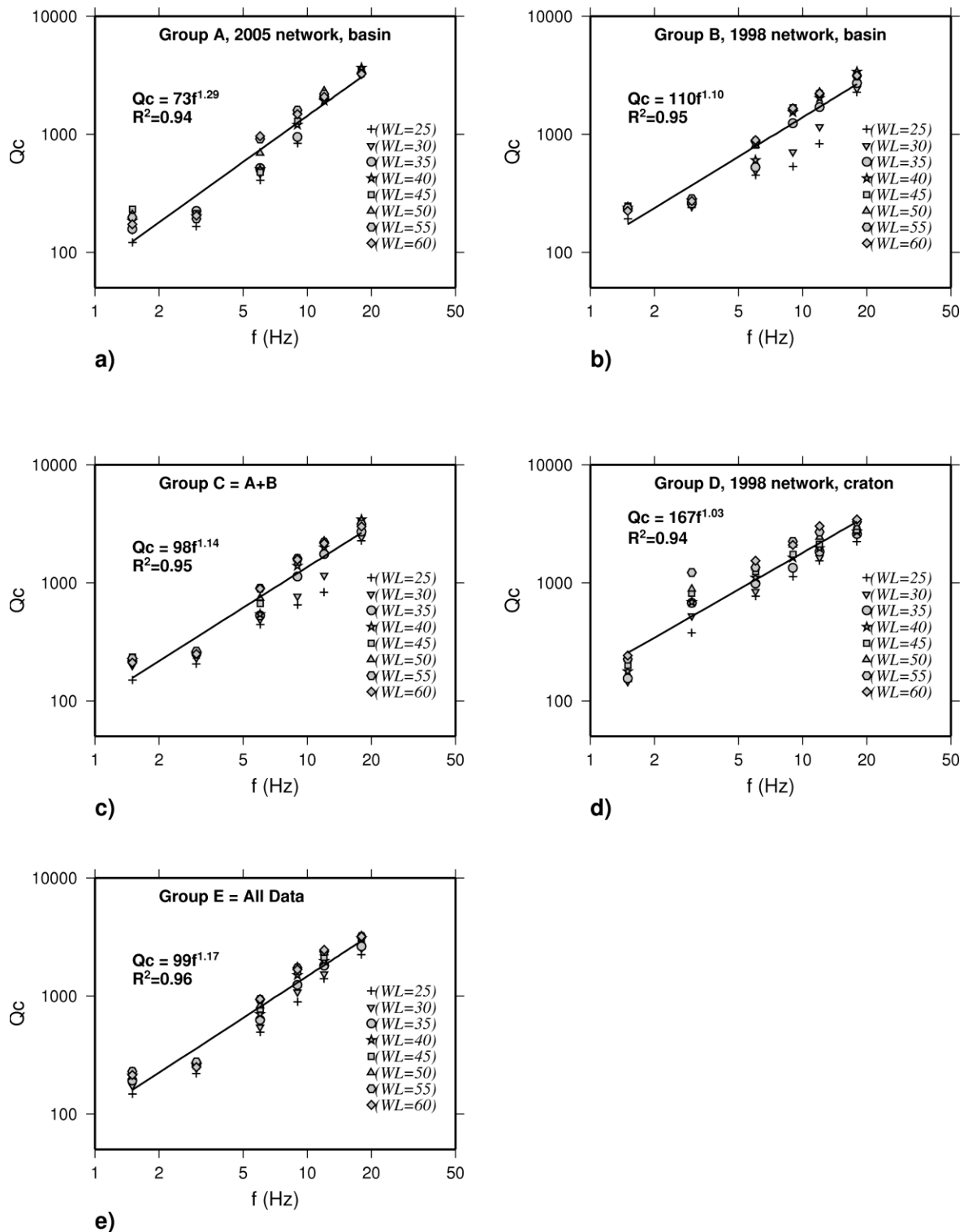


Fig. 3.6 – $Q_c(f)$ for all data groups with fitted relationship $Q_c = Q_0 f^{\eta}$. Data points refer to the eight windows lengths (WL). (a) group A (2005 stations in the basin) $Q_c=73 f^{1.29}$; (b) group B (1998-2002 stations in the basin), $Q_c=110 f^{1.19}$; (c) group C (stations A + B), $Q_c=98 f^{1.14}$; (d) group D (stations in the cratonic basement), $Q_c=167 f^{1.03}$, and (e) group E (all stations of both networks), $Q_c=99 f^{1.17}$. R^2 is the correlation coefficient.

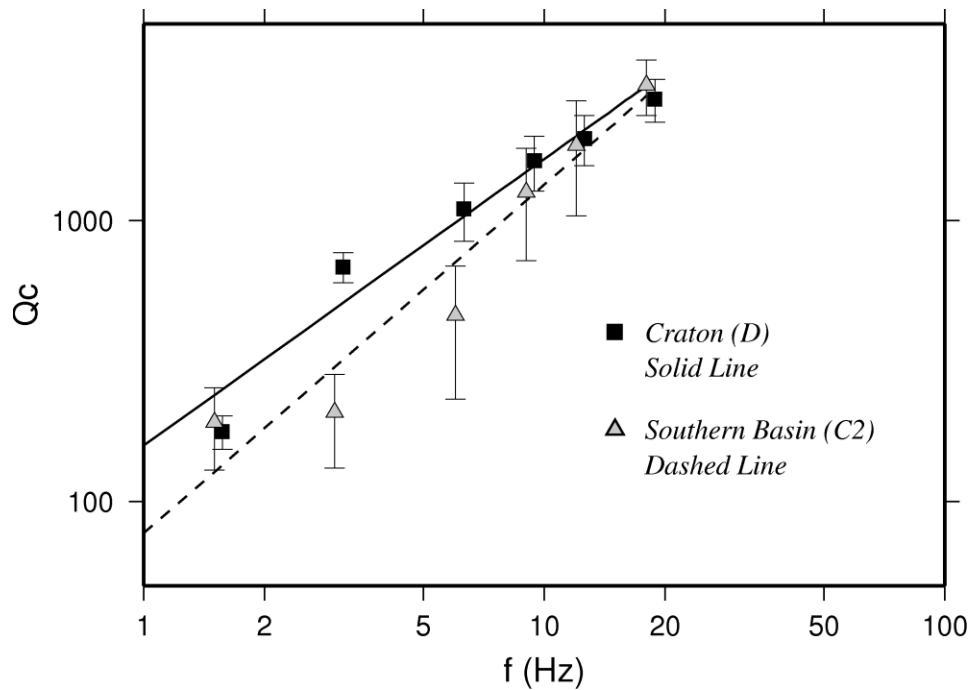


Fig. 3.7 - Plot of $Q_c \times f$ (Hz) for craton stations (group D) and southern part of the Parecis basin (sub-group C2) for window length of 45 sec.

A comparison of frequency-dependence of Q_c^{-1} observed in Baja California (Rebollar et al., 1985), Porto dos Gauchos seismic zone (PGSZ - this study), Norway (Kavamme and Havskov, 1989) and NE Brazil (Dias and Souza, 2004) is shown in Fig. 3.8. The slopes of Q_c^{-1} vs. frequency curves for all tectonics regions are by and large in agreement, with Baja California, a very active seismic zone (Rebollar et al., 1984), presenting high attenuation in comparison with the three other similar stable zones. In the frequency of 6 Hz the attenuation in Baja California is about three times higher than in the other three stable areas and in all the cases attenuation decrease with frequency.

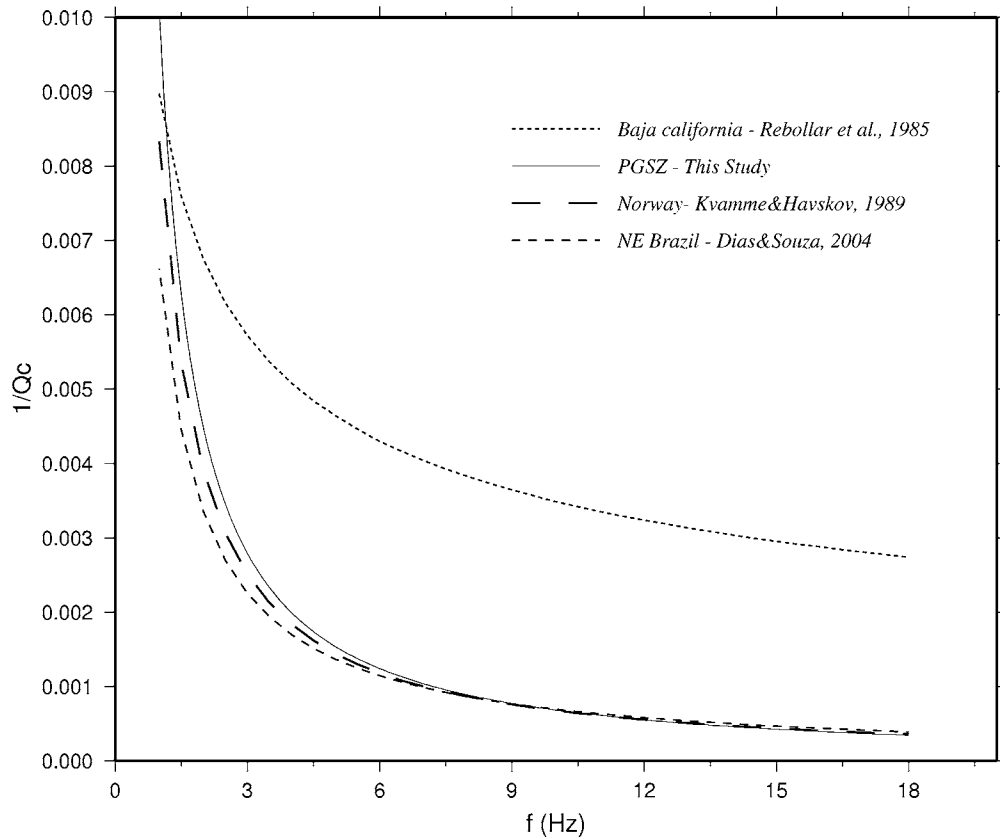


Fig. 3.8 – Comparison of Qc^{-1} relationship obtained for Porto dos Gaúchos seismic zone (PGSZ) with other tectonic regions studied by others authors as indicated in legend.

3.6.1 Effect of the geometrical spreading parameter

Our study, as many others made in the last three decades using the single scattering hypothesis, adopted the value 1 for the geometrical spreading parameter (ν). Morozov (2008) has questioned the common assumption of geometrical attenuation parameter $\nu = 1$ and the frequency dependence of Qc . Rautian and Khalturin (1978) had observed that the values of Qc varied only by about 20% if 0.5, 0.75 or 1.0 were used for the geometrical parameter. Aki and Chouet (1975) observed for the same frequency some variation in the parameter ν among three different regions, and some variation with frequency in the same region. For Tsukuba region ν increased from 0.7 (at 0.75 Hz) to 2.2 (at 12 Hz) and a clear frequency dependent Q was observed even allowing for variable geometrical parameter.

For the region of Porto dos Gaúchos we tested the effect of different geometrical parameters for a window length of 45s. We observed that increasing ν from 0.5 to 1.5 doubles the values of Qc at 12 Hz: from roughly 1600 to 3100 in the craton, and from 1100 to 2200 in the basin. Q_0 also doubles for the basin (from 70 to 160) but has little effect in the craton (changes from 200 to 160). Fig. 3.9 shows Qc for the craton and basin for two values of ν . A change of the adopted geometrical spreading parameter in PGSZ generally affects $Qc(f)$ for the basin and the craton in similar ways. Therefore, the

difference in $Q_c(f)$ observed between groups sampling different geological structures is maintained, whatever the value of the adopted ν .

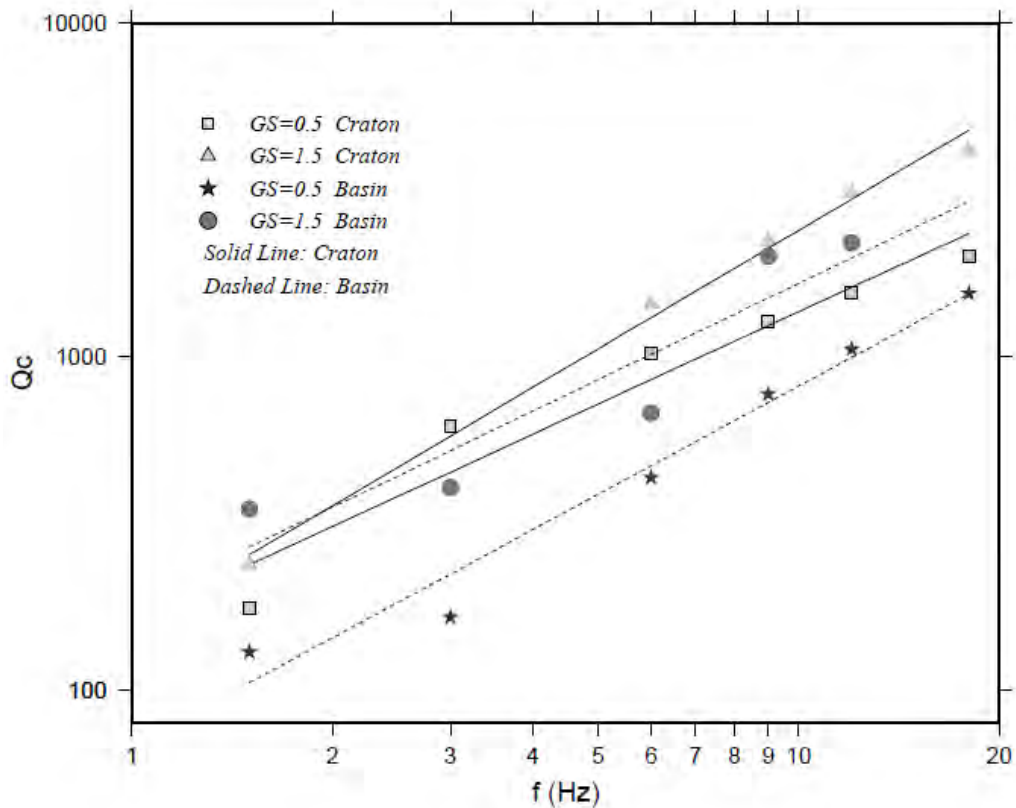


Fig. 3.9 - Dependence of Q_c with frequency for geometrical spreading parameter $\nu = 0.5$ and 1.5 , for a window length of 45 sec. Solid lines are the fitted functional $Q_o f^\nu$ for the craton (group D), and dashed line for the basin (group C).

3.6.2. Coda Q: a new approach

Contrary to most studies of attenuation of seismic waves based on decay of coda-wave amplitude, $Q_c(f)$; Morozov (2008; 2009a) presented a new approach to the subject, particularly as regarded to the dependence of $Q(f)$ with frequency as expressed by equation (3.1). The main problem is related with the assumed theoretical models for the geometrical attenuation as expressed by equation (3.2), which, according to Morozov (2009b), is insufficiently accurate for constraining the actual relationship, between the geometrical spreading, anelastic dissipation, and scattering. The $Q \propto f$ model uses a number of strong assumptions, such as the uniform velocity background, perfectly-known geometrical spreading, absence of free-surface effects and lithospheric reflectivity, and isotropic and often uniformly-distributed scattering (Morozov, 2009b). This inaccuracy often leads to significant exaggeration of the attenuation effects, and particularly scattering.

To resolve this problem, Morozov (2008; 2009a) proposed a new approach using the temporal attenuation-coefficient, $\chi(f)$ instead of $Q(f)$ given by the following equation: $X(f) = y + \frac{\pi f}{Q_e}$; where y ,

geometrical attenuation (GS), is the frequency-independent-part of $\chi(f)=\chi(0)$ and Q_e is the frequency independent coda attenuation or effective attenuation.

Coda-wave and other attenuation case studies suggest that $X(f)$ typically linearly depends on f , with both the intercept $\chi(0) = \gamma$ and slope $\frac{d(\chi(f))}{df} = \pi Q_e^{-1}$ being sensitive to the physical properties of the subsurface.

For $\eta \approx 1$, the seismic amplitude (where the source and receiver effect had been removed) $P(t, f) =$

$G_0(t) \cdot e^{\frac{-\pi f}{Q_e}} = aG_0(t); a \neq a(f)$; which means that the amplitude decay is purely geometrical and there is no need to invoke Q_c factor. Morozov (2008) introduced γ as been a combination of geometrical spreading and scattering; also, he introduced the crossover frequency $f_c = \frac{\gamma Q_e}{\pi}$, at which the

contributions of the geometrical and effective attenuation factors are equal. From $x(f) = \gamma + \frac{\pi f}{Q_e}$, we

find (γ, Q_e) and the transformation to (η, Q_0) is found from $\ln q/\gamma + (1-\eta) \ln f \approx \ln \left(1 + \frac{f}{f_c} \right)$, where $q =$

$$\frac{\pi f_0^\eta}{Q_0} = cte \text{ (see Table 3.3).}$$

Table 3.3: Calculated parameters for the Cratonic zone; where γ =geometrical attenuation; Q_e =effective attenuation; f_c =crossover frequency; v =geometrical spreading parameter; Q_0 =frequency dependent quality factor at $f=1\text{Hz}$; η =frequency parameter and WL = windows length.

Values calculated using the independent frequency model approach (Morozov, 2008). (η, Q_0) were obtained from (γ, Q_e). $\chi(f) = \gamma + \frac{\pi f}{Q_e} = \pi f/Q_c$								Values calculated from: $Q_c = Q_0 \left(\frac{f}{f_0} \right)^\eta$	
WL	γ	Q_e	f_c	v	η	Q_0	Q_e/Q_0	Q_0	η
25	0.025	141790	11148	1.22	0.99	127	1121	127	1.0
30	0.019	13958	85.8	1.17	0.92	178	785	188	0.88
35	0.015	7190	34.8	1.13	0.82	242	297	272	0.76
40	0.013	7083	30.2	1.12	0.80	283	250	287	0.78
45	0.011	5882	20.8	1.10	0.73	347	169	370	0.70
50	0.010	6043	18.5	1.09	0.71	386	156	410	0.70
55	0.008	6039	15.6	1.07	0.68	490	123	567	0.60
60	0.010	9719	30.9	1.09	0.80	367	265	394	0.77

From Fig. 3.10 we see that the cratonic zone sampled in this study is a zone of low attenuation with a crossover frequency of $f_c \approx 21$ Hz and it can be inferred that the geometrical attenuation (γ)

dominates the coda amplitude decays, i.e. γ dominates that of Q_e even for $f=18$ Hz; the geometrical spreading parameter $v \approx 1 + \gamma t / \ln t \approx 1.1$ (taking $t=30$ sec for the average observation time of a local earthquake). From the value $\gamma=0.011$ and $Q_e=5882$ we infer a tectonically stable area associated with the Craton. For the basin the dominant effect may be reverberations (reflections) causing reduced amplitudes (increased $\chi(f)$ at 1 to 5 Hz).

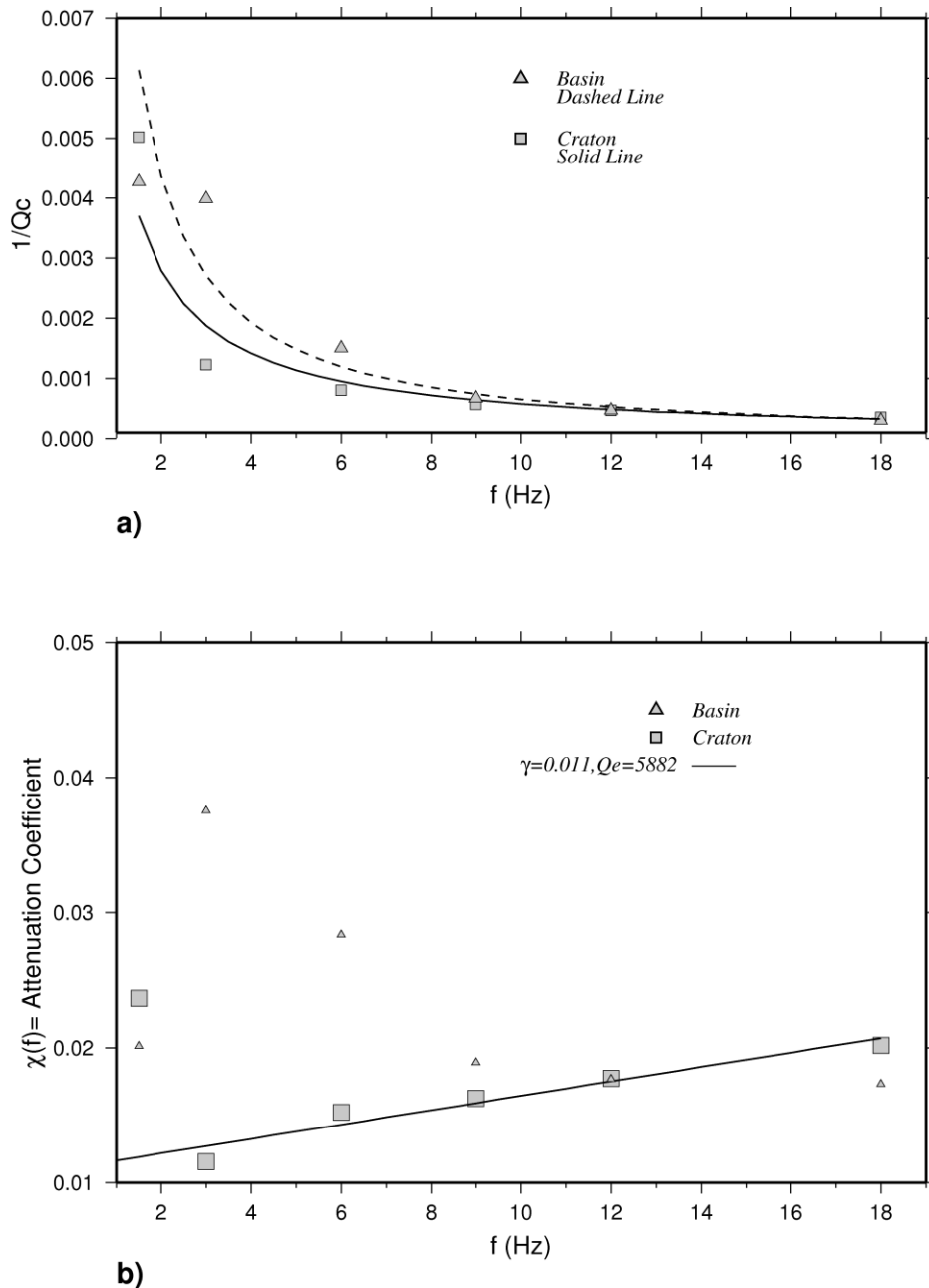


Fig. 3.10 - Comparison of Q_c^{-1} relationship obtained for Parecis basin and Amazon craton for a lapse time of 45 sec (a) and corresponding graphic for attenuation coefficient $\chi(f)$ according to Morozov's approach (b).

Using the traditional calculation method (η, Q_0) we obtained a $\eta \gg 1$ indicating a zone of low attenuation and high geometrical attenuation. Another possibility is that one of our measurements carried out at lower frequency bias the results. It is seen from fig 10 that the frequency 1.5 Hz is a

possible outlier. Removing the 1.5 Hz data we obtain for the Cratonic area $Q_c = 370f^{0.7}$ (see Table 3.3 and Fig. 3.10).

Using all the windows lengths and fitting the data in the 3-18 Hz frequency band, we obtain for the Cratonic data a) in the traditional form $Q_c = 284f^{0.79}$ b) from the frequency independent model $\chi(f) = 0.014 + (\pi/8928)f$, $\gamma = 0.014$; $Q_e = 8928$, $\nu \approx 1.12$. These values indicated a low attenuation and stable tectonic area.

Fitting the basin zone data using 3-18 Hz frequency band, we obtained $\chi(f) = 0.04 - (\pi/2582)f$, $\gamma = 0.04$; $Q_e = -2582$; $\nu \approx 1.35$. The value $\gamma = 0.04$ indicate an active tectonic zone and the variation of the geometrical spreading from $\nu \approx 1.0$ must be due to the reverberations waves on the sedimentary layer.

As we mentioned before, stations were installed in the Parecis basin; some of them on the thinner (C1) and other on the thicker (C2) part of the basin. The data for C1 on the 3-18 frequency band gave us an attenuation coefficient with $\gamma = 0.031$; $Q_e = -3215$; $\nu \approx 1.27$ and for C2 $\gamma = 0.047$; $Q_e = -2025$; $\nu \approx 1.42$. From here, we infer that the southern part of the Parecis basin had bigger γ then the northern part where the basement is shallow.

Using the obtained data for the region with 3-18 frequency band, we obtained $\chi(f) = 0.035 - (\pi/2941)f$, $\gamma = 0.035$; $Q_e = -2941$; $\nu \approx 1.31$. These values indicate a tectonic Porto Gaúchos active zone and also that mostly of the data are coming from stations located on the basin.

We can conclude that the increased on the γ factor for the basin zone indicated an attenuation contrast on the upper layer of the crust where the velocity change due to the sediments compared with the velocity homogeneity in the upper layer for the cratonic zone.

3.7. Conclusion

The observed differences in the values of $Q(f)$ are associated with the different tectonic-sedimentary environment sampled by each data group. The sensitivity of coda waves to the thickness of the sedimentary basin is clear. The estimated $Q(f)$ for the two cases clearly show that: for Group C1 (northern shallow basin, 100 – 300 m thick) $Q_c = 103f^{1.19}$; for group C2 (southern deeper basin, 300-1400 m thick), $Q_c = 78f^{1.17}$. It should be mentioned that the same set of events was used and the average lapse times where Q_c was measured are more or less the same in both cases. This ensures that the differences in Q_c must be related to the different geological structures sampled by each group, mostly due to the different actual values of γ and ν in these areas.

So, we conclude that determination of coda Q with local earthquakes, besides giving information on seismic wave attenuation, can be used as additional information on the shallow crustal structure.

Many measurements of coda Q in the world have been carried out in different tectonic and geological settings. Partial compilations of Q_0 and η (e.g., Jin and Aki, 1988; Sharma et al., 2007; Morozov, 2008) have indicated a trend of higher Q_0 (roughly 100 to 1000) and lower η (about 0.3 to 1.1) for stable continental regions compared with tectonically active areas ($Q_0 = 40-200$, $\eta = 0.7$ to 1.1). However, a large overlap exists in coda Q results for these two environments, especially in the $Q_0 = 100-200$ range. Part of this scatter could be due to different surface geology (predominance of

sedimentary or igneous rocks). The results for the intraplate Porto dos Gaúchos seismic zone presented here will contribute to the studies of possible systematic differences in attenuation properties between tectonically active and stable areas.

3.7. References

- Aki, K., 1969, Analysis of seismic coda of local earthquakes as scattered waves, *J. Geophys. Res.* **74**, 615-631.
- Aki, K., 1981, Source and scattering effects on the spectra of small local earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **71**, 1687-1700.
- Aki, K. and Chouet, B., 1975, Origin of the coda waves: source, attenuation and scattering effects, *J. Geophys. Res.* **80**, 3322-3342.
- Bahia, R. B. C., Martins-Neto, Barbosa, M. A. C. and Pedreira, A. J., 2007, Análise da evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis através de métodos potenciais, *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4) 639-649.
- Barros, L. V. and Assumpção, M., 2009. Basement depths in the Parecis basin (Amazon), with receiver functions from small local earthquakes in Porto dos Gaúchos seismic zone. Submitted to *Journal to South American Earth Science*.
- Barros, L. V., Assumpção, M., Quintero, R. and Caixeta, D., 2009, The intraplate Porto dos Gaúchos Seismic Zone in the Amazon craton – Brasil., *Tectonophysics*, 469, 37-47.
- Biswas, N. N., Aki, K., 1984, Characteristics of coda waves: Central and South-central Alaska, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **74**, No. 2, 493-507.
- Dias, A. P., Souza, J. L., 2004, Estimates of coda Q attenuation in João Câmara area (Northeastern Brazil), *Journal of Seismology*, V.8, 235-246.
- Carvalho, L. A., Souza, J. L., 2006, Attenuation of seismic coda waves in João Câmara (Rio Grande do Norte), *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, 41(1):133-142.
- Gupta, S. C., Singh, V. N. and Kumar, A. I., 1995, Attenuation of coda waves in the Garhwal Himalaya, India, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 87, 247-253.
- Havskov, J. and Ottomöller, L., 2008, SEISAN: The Earthquake Analysis Software for Windows, Solares, Linux and Macosx, Version 8.2.1, Institute of Solid Earth Science, University of Bergen, Norway.
- Havskov, J., Malone, S., McClurg, D. and Crosson, R., 1989, Coda Q for the State of Washington, *Bull. Seismol. Soc. Am.* Vol 79, No. 4, 1024-1038.
- Herraiz, M., Espinosa, A. F., 1987, Coda waves: a review, *PAGEOPH.* Vol. 125. No. 4, 499-577.
- Herrmann, R., 1980, Q estimates using the coda of local earthquakes, *Bull. Seismol. Am.*, Vol. 70, NO. 2, 447-468.
- Ibáñez, J. M., Del Pezzo, E., Del Miguel, F., Herraiz, M., Alguacil, G., Morales, J., 1990, Depth-dependent seismic attenuation in Granada zone (Southern Spain), *Bull. Seismol. Soc. Am.* Vol. 80, NO. 5, 1232-1244.

- Jin, A., Aki, K., 1988, Spatial and temporal correlation between coda Q and seismicity in China, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **78**, 741-769.
- Jin, A., Aki, K., 1989, Spatial and temporal correlation between coda Q^{-1} and seismicity and its physical mechanism, *J. Geophys. Res.* **94**, 14041-14059.
- Johnston, A. C., 1989, The seismicity of stable continental interiors. In *Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Post-Glacial Rebound*. S. Gregersen and P. W. Basham (eds), Kluwer, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 299-327.
- Kumar, N., Parvez, I. A. and Virk, H. S., 2005, Estimation of coda wave attenuation for NW Himalayan region using local earthquakes, *Physics of the Earth Planetary Interiors* **151**, 243-258.
- Kvamme, L. B. and Havskov, J., 1989, Q in Southern Norway, *Bull. Seismol. Soc. Am.* Vol. **75** No. 5, 1575-1588.
- Leite, J. A. and Saes, G. S., 2003, Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares Proterozóicas do sudeste do Cráton Amazônico, *Rev. do Instituto de Geociências da USP, São Paulo*, **3**, 113-127.
- Mendiguren, J. A. and Richter, F. M., 1978, On the origin of compressional intraplate stresses in South America, *Phys. of the Earth and Planet. Int.*, **16**, 318-326.
- Morozov, I. B., 2008, Geometrical attenuation, frequency dependence of Q, and the absorption band problem, *Geophys. J. Int.*, **175**, 239-252.
- Morozov, I. B., 2009a. Third years of confusion around “scattering Q?”. *Seismological research Letters* **80**, 5-7.
- Morozov, I. B., 2009b. Temporal variations of coda Q: an attenuation-coefficient view. <http://seisweb.usask.ca/ibm/papers/Q/>. accessed 12/15/2009.
- Moncayo, E., Vargas, C., Durán, J., 2004, Temporal variation of coda-Q at Galeras Volcano, Colombia, *Earth Sci. Res. J.*, Vol. **8**. No.1, 19-24.
- Nuttli, O. W., 1973, Seismic wave attenuation and magnitude relations for eastern North America, *J. Geophys. Res.* **78**, 876-885.
- Pulli, J. J., 1984, Attenuation of coda waves in New England, *Bull. Seism. Am.*, Vol. **74**, No. 4, 1149-1166.
- Rautian, T. G. and Khalturin, V.I., 1978, The use of the coda for determination of the earthquake spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.* **68**, 923-948.
- Sato, H., 1977, Energy propagation including scattering effects, single isotropic scattering approximation, *J. Phys. Earth* **25**, 27-41.
- Sharma, B., Teotia, S. S. and Kumar, D., 2007, Attenuation of P, S, and coda waves in Koyna region, India, *J. Seismo*, Doi 10, 1007/s10950-007-9057-z.
- Singh, S., Herrmann, R., 1983, Regionalization of crustal coda Q in the continental United States, *J. Geophys. Res.*, vol. **88**, No. B1, 527-538.
- Souza, J. L. and Mitchell, B. J., 1998. Lg coda Q variations across South America and their relations to crustal evolution. *Pure appl. geophys*, vol. **153**, 587-612.

Tassinari, C. C. G., Bittencourt, J. S., Geraldés, M. C., Macambira, M. J. B., Lafon, J. M., 2000, The Amazonian Craton. In Cordani et al. (eds.), Tectonic Evolution of South America, 31st Int. Geol. Congr. Rio de Janeiro, pp 41-95.

Capítulo 4

Basement depths in the Parecis basin (Amazon), with receiver functions from small local earthquakes in Porto dos Gaúchos seismic zone

Lucas Vieira Barros¹ and Marcelo Assumpção²

(1) Seismological Observatory - University of Brasilia

CEP – 70910 900, Brasília – DF, BRAZIL

< lucas@unb.br >

(2) Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences

University of São Paulo

CEP - 05508-090, São Paulo - SP, Brazil

< marcelo@iag.usp.br >

Key words: Amazon craton, intraplate seismicity, Parecis basin, receiver function and Porto dos Gaúchos seismic zone.

Article history:

Submitted to Journal to South American Earth Science

Submission date: October 7, 2009

Abstract

Small local earthquakes were used with receiver function technique to determine sediment thicknesses in Porto dos Gaúchos seismic zone (PGSZ), Parecis basin, Amazon craton, Brazil. The high velocity contrast (more than 100%) between basement and sediments favors the generation of clear P-to-S converted phases (Ps) seen in the radial component, and also S-to-P conversions (Sp) seen in the vertical component. A 1D velocity model determined with shallow refraction experiment in PGSZ helped to convert Ps – P time differences to basement depths at 15 stations of two aftershocks seismic networks. The results of receiver function integrated with the shallow refraction reveal that the basement depths in the PGSZ increases from the basin border in the north up to almost 600 m depth in the south.

The velocity model proposed in this study for the Parecis basin in the PGSZ seems to be very stable and consistent: the receiver functions for different events have the same waveforms; a basement outcrop existing in the basin was clearly detected by the receiver function; and the stations located outside the basin (in the craton) did not show any converted phases.

The high frequency signals from local earthquakes seem to be very efficient in detecting basement topographic details in a sedimentary basin. So, we suggest using these signals with receiver function technique in similar geological environment.

The seismogenic fault is located in a basement high, which is probably related with the same seismogenic feature responsible for the earthquakes in PGSZ.

4.1. Introduction

The Parecis basin is located in central-west Brazil and covers the center north of Mato Grosso State and the eastern part of Rondônia State (Fig.4.1). Together with the Solimões and Paraná basins define the set of the Brazilian Paleozoic intracratonic basins adjacent to the sub-Andean depression. The stratigraphic column includes Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic units, whose development was under strong tectonic influence of the past margins of the South American continent (Siqueira, 1989). The main depocenters are located in its central part (Pimenta Bueno graben) and in its northern part (NW Xingu and Caiabis grabens), where, according to Braga and Siqueira (1996), the depths reach up to 9.5 km (Fig.4.1).

The area under study, highlighted in Fig. 4.1 and shown in Fig.4.2, includes Phanerozoic terranes of the Parecis basin and pre-Cambrian rocks of the Amazon craton (Southern part of the Rio Negro-Juruena geochronologic province), in addition to the Caiabis graben of the Mesoproterozoic age (~1.36 Ga) (Tassinari et al., 2000; Leite and Saes, 2003).

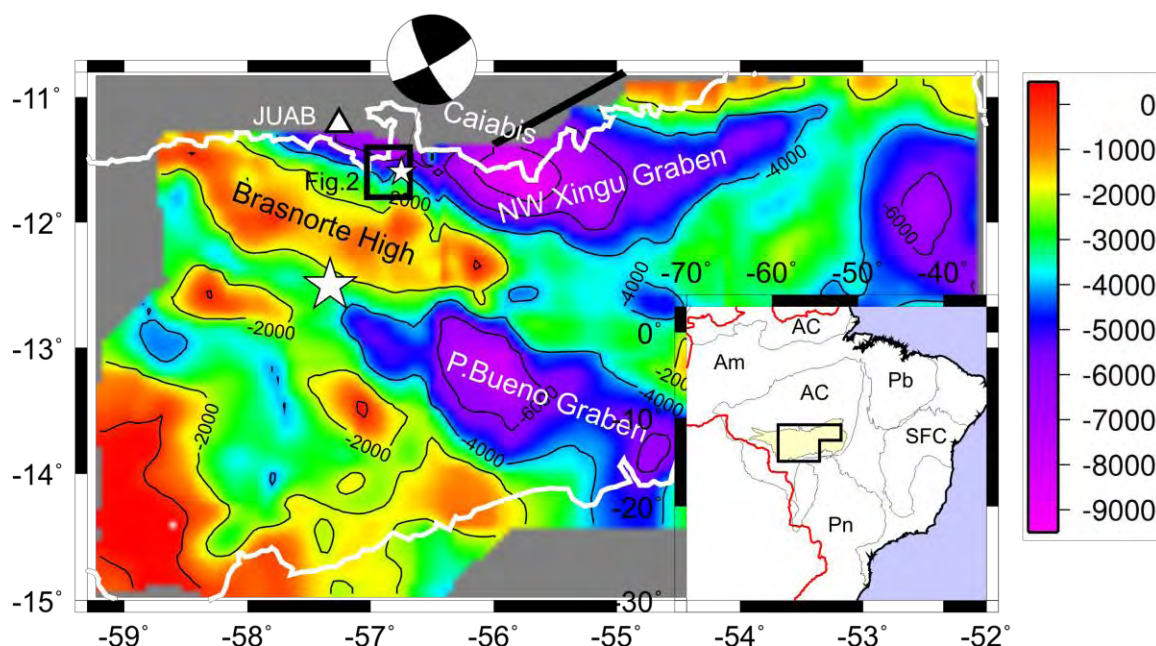


Fig.4.1 - Contour map of basement depths and interpreted major structural boundaries (modified from Braga and Siqueira, 1996). The star denotes epicenters of 1998/2005 earthquakes and the triangle is JUAB station in Amazon craton. The focal mechanism solution is for 2005 earthquake (Barros et al., 2009). Thick white line is the limits of the Parecis basin and the black square is a reference for study area in Fig.4.2. In the right corner below is the map with the main structural provinces in Brazil, according to Almeida et al.(2000). AC Amazon craton; Am Amazon basin; Pb Parnaíba basin; Pn Paraná basin; SFC São Francisco craton.

The depths in the study area are not well known, since the 3D gravity basement topography modeling presented in Fig. 4.1 (Braga and Siqueira, 1996), has a regional character and was constrained by sparse seismic and well data, located far from the study area (Fig. 4.2), mainly in the southern and western parts of the basin.

The largest earthquake ever observed in the stable continental interior of the South American plate (big star in Fig. 4.1) occurred in the Parecis basin. It was the Serra do Tombador, on January 31, 1955, with a magnitude of 6.2 m_b . Since then no other earthquake has been located near the 1955 epicentre. However, in Porto dos Gaúchos, 100 km NE of Serra do Tombador epicenter, a recurrent seismicity has been observed since 1959, two years after the arrival of the first inhabitants in the region (Barros et al. 2009). Two magnitude 5 earthquakes occurred in Porto dos Gaúchos, in 1998 and 2005, with aftershock sequences lasting for more than four years, which were studied with two local seismographic networks by Barros et al., (2009 a-b).

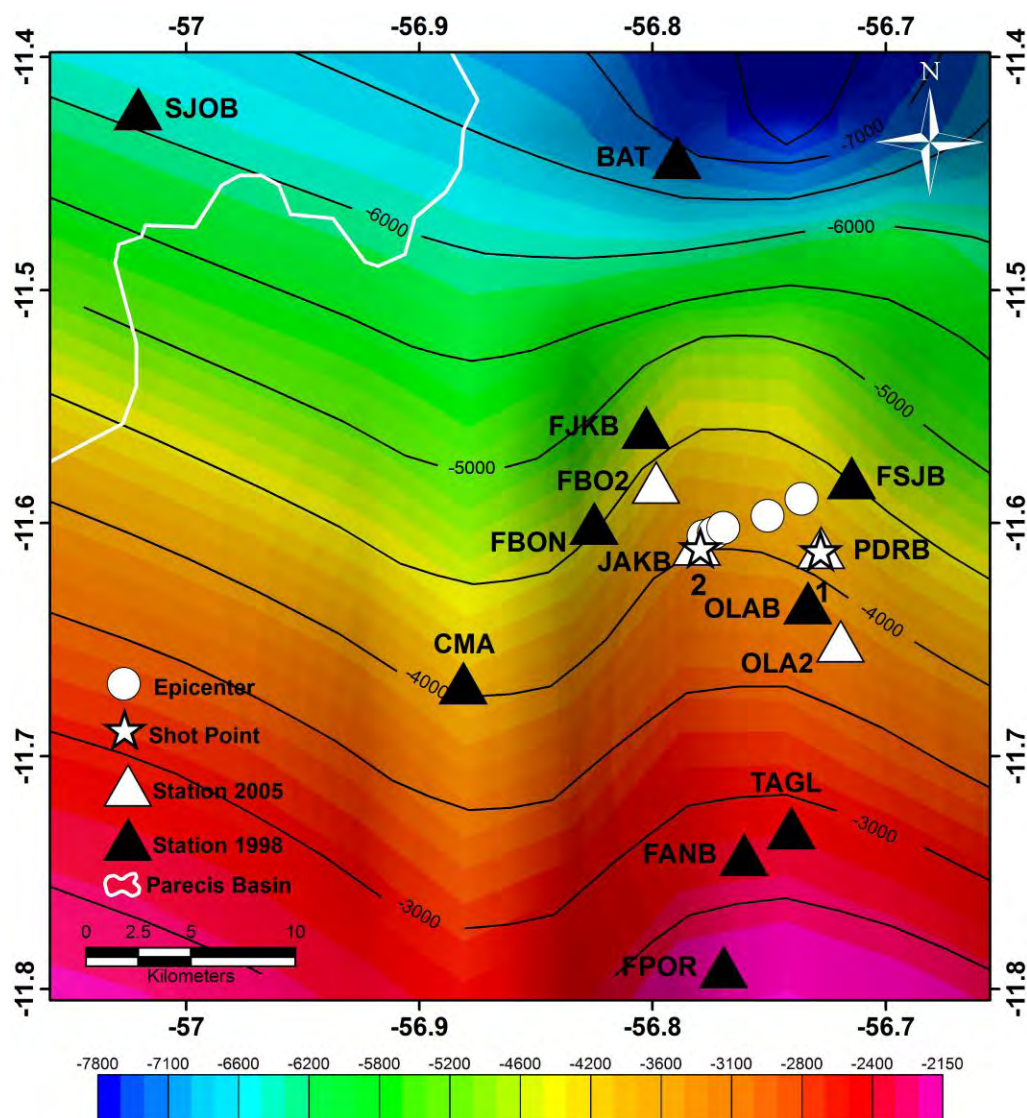


Fig. 4.2 - Contour map of basement depths in the study area from Braga and Siqueira (1996). Black and white triangles indicate, respectively, the stations of e 1998-2002 and 2005 networks. FSJB station belongs to both networks. The shot points are indicated by stars 1 and 2 and the circles are the best five epicenters of 2005 sequence.

Radial and vertical seismograms of the local events indicate clear Ps (P converted to S and best recorded in the radial component) and Sp (S converted to P best recorded in the vertical component) phases from the basement-sediment interface. The differences in the propagation time in the path interface-surface between phases Ps and direct P, S and Sp are very similar. The Ps-P time differences were used to determine the sediment thickness under each station, since these differences are proportional to the depth of the discontinuity that generates the converted phases.

A seismic refraction experiment was carried out with two explosions to determine the sediment and basement velocities. This velocity model was used to convert Ps-P times into sediment thickness.

This study aims to map basement depths in the Porto dos Gaúchos seismic zone (PGSZ) from the integration of the shallow seismic refraction data with the results of receiver functions applied to a selection of small local earthquakes detected by 15 stations.

4.2. Porto dos Gaúchos Seismic Zone

The seismicity of Porto dos Gaúchos is not well known, because only in the beginning of 1980's the first seismographic stations in the Amazon region were installed. After that, earthquakes of magnitudes between 3.5 and 4.4 mb were detected in subsequent years. In March of 1998 and March of 2005, the two largest earthquakes in the seismic area of Porto dos Gaúchos were detected: 5.2 m_b and intensity VI (MM), and 5.0 m_b and intensity V (MM), respectively. The aftershocks of these earthquakes were studied with two University of Brasília (UnB) local seismographic networks (Barros et al., 2009 a-b). The first, with an aperture of about 70 km and 10 stations (not all working simultaneously), recorded about 2,500 microtremores between March 1998 and December 2002. The second, with an aperture of about 12 km and five stations, recorded over 3,500 microtremores in a period of six months. In both cases broadband (30 s - 50 Hz) and short period (1 Hz - 100 Hz) seismograph were used with sampling rate of 20 and 100 SPS. Fig. 4.2 shows, in a basement topography map by Braga and Siqueira (1996), the station locations of both networks, the best five epicenters of 2005 seismic sequence and the two shot points of the refraction experiment. JUAB station, of 1998-2002 network is indicated in Fig. 4.1.

The hypocentral location was estimated using an initial 1D velocity model from the seismic refraction, with V_p/V_s ratio of 1.71 for the 1998 sequence and 1.78 for the 2005 sequence (Barros and Caixeta, 2003). These differences are related to the different network apertures, because more distant stations record waves traveling predominantly in the basement (lower V_p/V_s), while the ray paths to nearby stations travel predominantly in the sediment (higher V_p/V_s). Both the 1998 and 2005 earthquake sequences occurred in the same WSW-ENE oriented fault zone with right-lateral strike-slip motion. The epicentral zone is located in a basement high, SW of the deep Mesoproterozoic Caiabis graben, which lies partially beneath the Parecis basin. However, the epicentral distribution is perpendicular to the Caiabis graben trend and so can not be directly related with the Caiabis graben. It seems to be related to a N60°E fault (as mapped by Leite and Saes, 2003), which probably crosses the entire Caiabis graben.

4.3. Receiver functions

The receiver function technique has been used successfully in Brazil for modeling large structures such as the Moho and discontinuities of 410 km and 670 km (James et al., 1993; Assumpção et al., 2002; Kruger et al., 2002; Liu et al., 2003; França, 2003; França and Assumpção, 2004; Dourado et al., 2007; Juliá et al., 2008; Bianchi, 2009) as well as shallow features like sediment thickness, particularly in the Paraná basin (An and Assumpção, 2004; Costa et al., 2006; Silva et al., 2008; Zevallos et al., 2009).

In the first case (large deep structures) events with distances ranging between 30 to 95 degrees are used. For shallow structures, deep earthquakes mainly in the subduction zone of the South American plate are used, which produce higher frequencies capable of detecting shallow discontinuities in sedimentary basin (Zevallos et al., 2009).

In our work, we are using small local events with epicentral distances 1-70 km and coda magnitudes 1.1 - 3.4 m_D . For this set of events the P wave arrives at the stations with an incidence angle ranging from 30° (distant stations) to near zero degrees (very close stations). In most cases this angle is around 20 degrees.

Receiver functions (RF) are time series, obtained from seismograms of three-component stations, which contain information on how the structures under the station respond to the incoming P-waves that reach the surface almost vertically (Langston, 1979; Ammon, 1991 a-b). Horizontal components rotated in the radial and transversal directions are deconvolved with the vertical component to produce, respectively, the radial and transversal receiver functions. The deconvolution eliminates the source signature, instrument and distant propagation effects, and leaves only the converted S waves as if they were originated from a pulse of P wave incident on the base of the local structure (Langston, 1979; Owens et al., 1984; Owens and Zandt, 1985; Ammon, 1991 a-b).

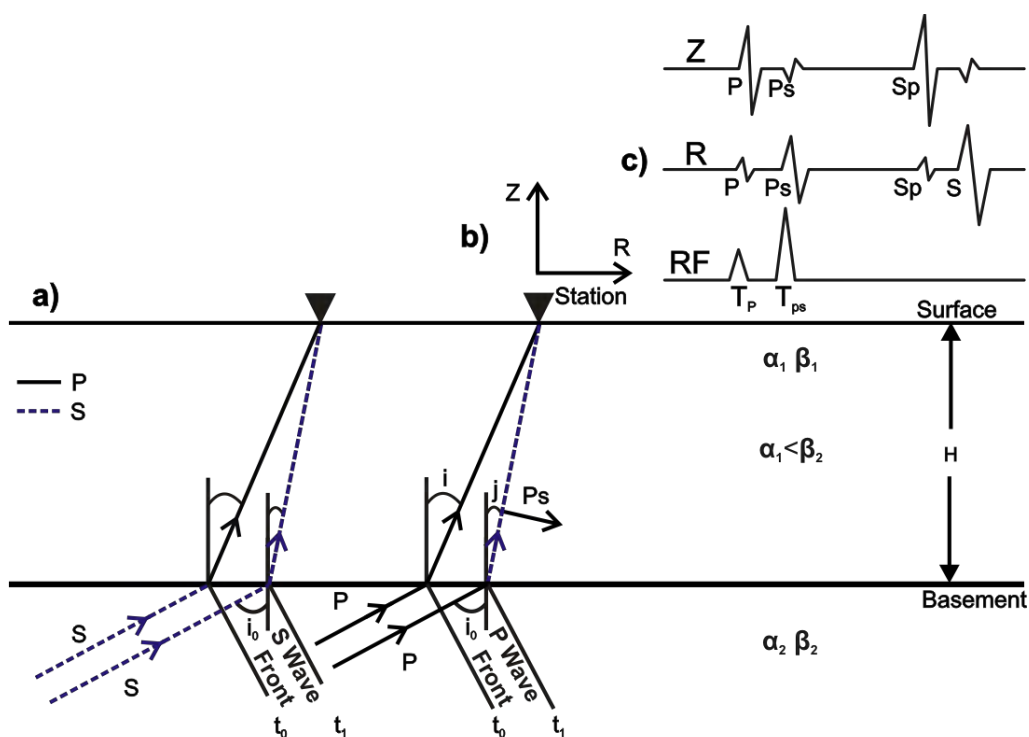


Fig. 4.3 Ray diagram (a), particle motion (b) and amplitudes (c) of the P, Sp and Ps phases that would be observed in a uniform layer without internal discontinuities in the vertical (Z) and radial (R) components as well as in the radial receiver function (RF).

The common effects, present in each seismogram are removed by the spectral divisions, or deconvolution, in such a way that each receiver function represents the transfer function of the structure under the receiver. In this case, as P-converted to S-wave appear only in the radial receiver function the energy in the tangential receiver function should be theoretically zero. Fig. 4.3 shows the ray diagram (a), particle motion (b) and amplitudes (c) of the P, Sp and Ps phases that would be observed in a uniform layer without internal discontinuities in the vertical (Z) and radial (R) components as well as in the radial receiver function (RF).

Therefore, in the radial component, for a laterally homogeneous sedimentary layer, two peaks will appear, the smaller is the refracted P wave in the sediments and the larger is the P-converted to S-wave in the discontinuity (Ps phase), as indicated in Fig. 4.3c. In Fig. 4.4 we present two examples of seismograms in ZRT system for FJKB (a) and CMA (b) stations where these converted phases are very clear.

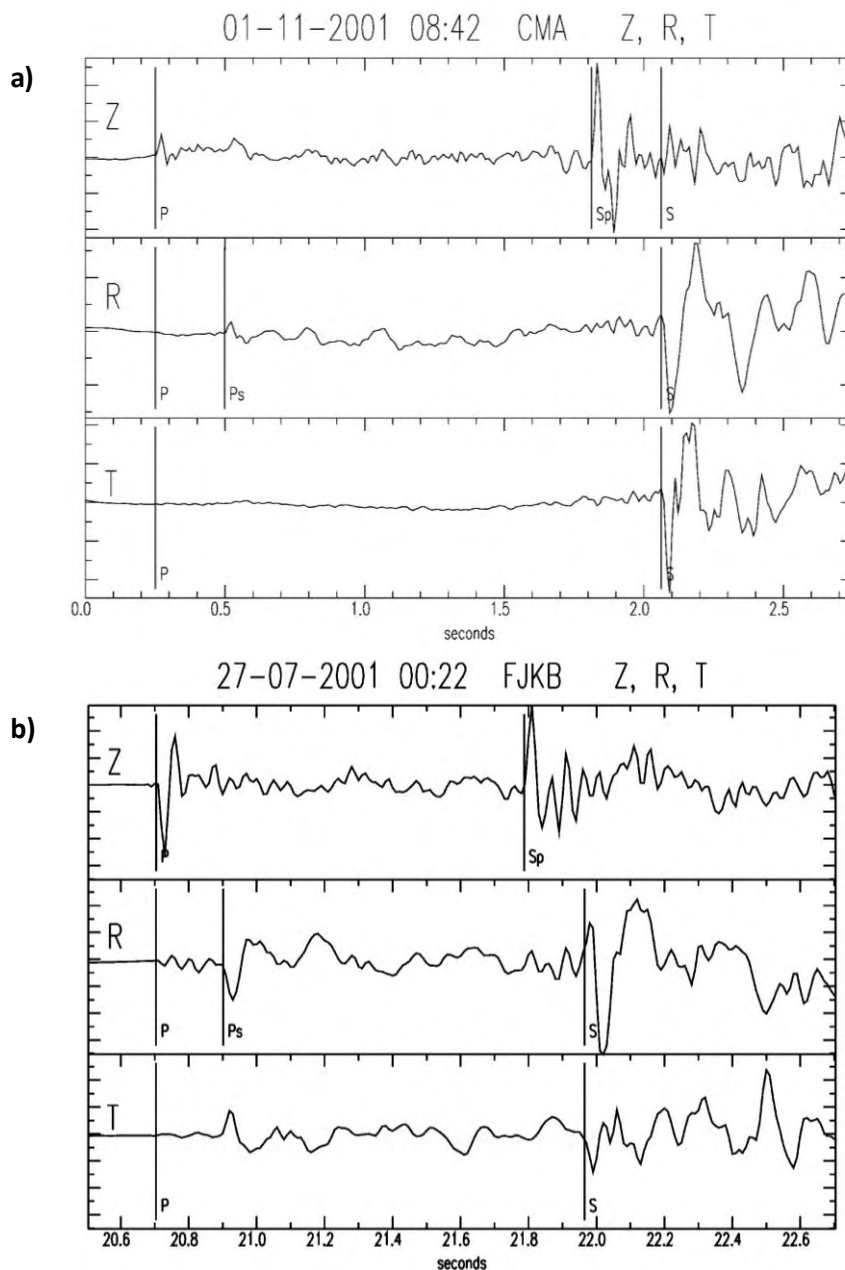


Fig. 4.4 - ZRT seismograms of the event 22 (Table 4.1) at the station CMA (a), and the event 18 (Table 4.1) at the station FJKB (b). Z, R and T denote the radial, transverse and vertical components, respectively. Note the clear P to S converted phase (Ps) in the radial component and S to P (Sp) in the vertical component.

Table 4.1 - Events of 1998-2002 seismic sequence used in the receiver functions. In the stations column are showed in bold the data used in the receiver function. The other stations) were used only for location. Stations marked with (*) are analog stations and fare fixed depth.

Nº	dd/mm/yy	Time	Lat.	Long.	deph	m _D	Stations
		hh:mm					
01	04/04/1999	09:26	-11.603	-56.758	6.3	2.1	BAT , FJKB, JUAB
02	04/05/1999	03:26	-11.615	-56.757	5.0f	2.5	JUAB , FSJ(*), JOA(*)
03	07/05/1999	06:44	-11.590	-56.718	5.0f	3.3	JUAB , FSJ(*), JOA(*)
04	09/05/1999	14:24	-11.628	-56.766	6.2	3.0	JUAB , FSJ(*), JOA(*)
05	11/05/1999	20:15	-11.608	-56.765	6.4	3.4	JUAB , FSJ(*), JOA(*)
06	13/05/1999	16:41	-11.623	-56.741	5.0f	2.9	JUAB , FJKB , FSJ(*), JOA(*)
07	17/07/1999	15:18	-11.618	-56.752	7.3	2.1	FANB , FSJB, JOA(*)
08	26/07/1999	14:10	-11.600	-56.767	6.3	2.2	FANB , JUAB , FSJ(*), JOA(*)
09	07/08/1999	18:44	-11.639	-56.750	0.3	3.1	JUAB , FSJ(*), JOA(*)
10	30/01/2001	03:37	-11.601	-56.748	2.5	1.1	BAT, CMA, FJKB , FPOR, FSJB , JUAB
11	09/03/2001	01:06	-11.617	-56.780	0.0	1.9	BAT , CMA, FJKB, FPOR
12	11/06/2001	07:27	-11.623	-56.766	3.5	0.8	CMA, FJKB , FSJB, OLAV
13	21/06/2001	12:59	-11.620	-56.749	4.3	2.2	CMA , FJKB , FSJB , OLAV , JOA(*)
14	22/06/2001	05:58	-11.616	-56.751	3.5	2.4	CMA , FJKB , FPOR , FSJB , OLAV , JOA(*)
15	08/07/2001	03:26	-11.617	-56.767	3.5	1.9	BAT , CMA, FJKB, FPOR , FSJB
16	09/07/2001	23:16	-11.623	-56.766	3.4	1.8	BAT , CMA , FJKB, FPOR, FSJB
17	20/07/2001	05:38	-11.588	-56.722	1.9	1.8	BAT, CMA , FJKB , FPOR , FSJB
18	27/07/2001	00:22	-11.610	-56.715	2.6	2.0	BAT, CMA , FJKB , FSJB , JOA(*)
19	30/07/2001	19:43	-11.625	-56.739	0.1	1.9	FSJB, FJKB, TAGL
20	06/08/2001	11:55	-11.605	-56.769	4.7	2.4	FJKB, FSJB, TAGL , JOA(*)
21	31/10/2001	08:40	-11.623	-56.739	3.8	2.2	CMA , FJKB , FSJB , OLAV
22	01/11/2001	08:42	-11.622	-56.752	3.9	2.0	BAT, CMA , FJKB , FSJB , OLAV
23	25/06/2002	21:35	-11.595	-56.702	5.0f	2.1	FSJB, SJOB
24	26/06/2002	21:07	-11.590	-56.701	5.0f	2.1	FSJB, SJOB
25	09/12/2002	09:27	-11.590	-56.756	5.0f	2.0	CMA, FBON , JAKB, OLAB
26	09/12/2002	20:41	-11.618	-56.774	1.8	1.2	BAT, CMA , FBON , FPOR, JAKB , OLAB

To eliminate high frequency noise and scattering due to small heterogeneities, a low-pass Gaussian filter was used with width parameter $\alpha = 100$ (other values were tested and 100 was the best choice). This is equivalent to a cutoff frequency of 48 Hz, very close to Nyquist frequency (50 Hz). This means that the low-pass filter had little effect on our data, and that higher sampling rates could probably be used in the recordings.

The size of the time window selected for the deconvolution varied according to the epicentral distances, including the whole P-wave train and stopping just before the S-wave.

The time-domain iterative deconvolution of Ligorria and Ammon (1999) was applied and the RFs deconvolution stability was assessed for each event by comparing the results of the observed and predicted receiver functions. Finally, the receiver functions for each station were stacked to improve the signal-to-noise ratio and enhance the features of interest.

Following the methodology described above, receiver functions were determined for a set of 36 small local earthquakes in Porto dos Gaúchos/MT: 26 of the 1998-2002 sequence (Table 4.1) and 10 of the sequence of 2005 (Table 4.2).

Table 4.2 - Events of 2005 seismic sequence used in the receiver functions. The seismograms used are those whose stations are indicated in bold.

Nº	Data	Time	Lat.	Long.	Depth	m_D	Stations
01	29/04/2005	13:09	-11.591	-56.735	0.5	1.8	FBO2, FSJB, JAKB, OLA2, PDRB
02	30/04/2005	23:04	-11.604	-56.735	0.1	1.7	FBO2, FSJB, JAKB, OLA2
03	03/05/2005	11:53	-11.595	-56.741	1.2	1.0	FSJB, JAKB, OLA2, PDRB
04	07/05/2005	10:13	-11.586	-56.732	0.5	1.7	FSJB, JAKB, OLA2, PDRB
05	07/05/2005	21:49	-11.607	-56.776	0.0	2.9	FBO2, FSJB, JAKB, OLA2, PDRB
06	08/05/2005	07:24	-11.601	-56.725	1.5	1.8	FSJB, JAKB, OLA2, PDRB
07	09/05/2005	19:17	-11.607	-56.775	0.0	1.1	FBO2, FSJB, JAKB, OLA2, PDRB
08	09/05/2005	19:45	-11.607	-56.727	0.0	1.4	FBO2, FSJB, JAKB, OLA2, PDRB
09	10/05/2005	15:26	-11.594	-56.727	1.4	2.2	FBO2, FSJB, JAKB, OLA2, PDRB
10	12/05/2005	15:34	-11.598	-56.751	0.4	1.7	FBO2, FSJB, JAKB, OLA2, PDRB

We tried to select events located by the largest number of stations. However, for some events of the 1998-2002 sequence it was not possible due to the large network aperture and the short operation time of some stations. For example, for stations FANB, TAGL, SJOB and JUAB few events were detected, due to large distance (SJOB and JUAB) or short time of operation (FANB and TAGL). There were three cases of events recorded by only two stations. However, the receiver functions for each station from different events show the same waveform pattern and no variations are observed on the Ps onset time, as can be seen in Figs 4.5, 4.6 and 4.7 for JUAB (7 RFs), FJKB (9 RFs) and FPOR (4 RFs) stations, respectively. The last trace in each figure is the stacked seismogram. Clearly we

observe that the $P_s - P$ times increase from the north to the south, being zero in JUAB and maximum in FPOR stations. Table 3.3 shows the measured $P_s - P$ time differences in the stacked receiver functions for 15 stations of both networks.

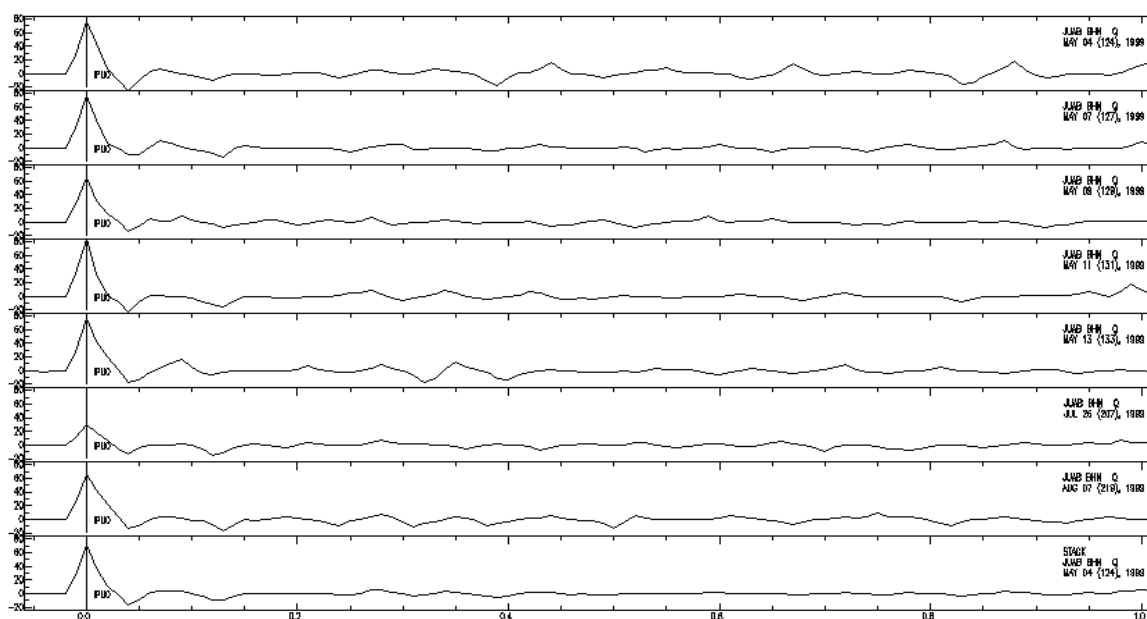


Fig.4.5 - Receiver functions of JUAB station, located in the craton (first seven waveforms), referring to events, from top to bottom, 2, 3, 4, 5, 6, 8 and 9 of Table 4.1. The last trace is the stacked seismogram.

4.4. Sediments thickness (H)

Now we need to convert $P_s - P$ times in sediment thickness (H). The expression for H in terms of $P_s - P$ can be deduced based on Fig. 4.3, detailed in Fig. 4.8, where i and j are the surface incidence angles of the P and P_s phases, respectively, and ΔX is the P and P_s off-set difference (X_p is P off-set and X_s is P_s off-set). The angles i and j are in most cases 20 and 8 degrees, respectively.

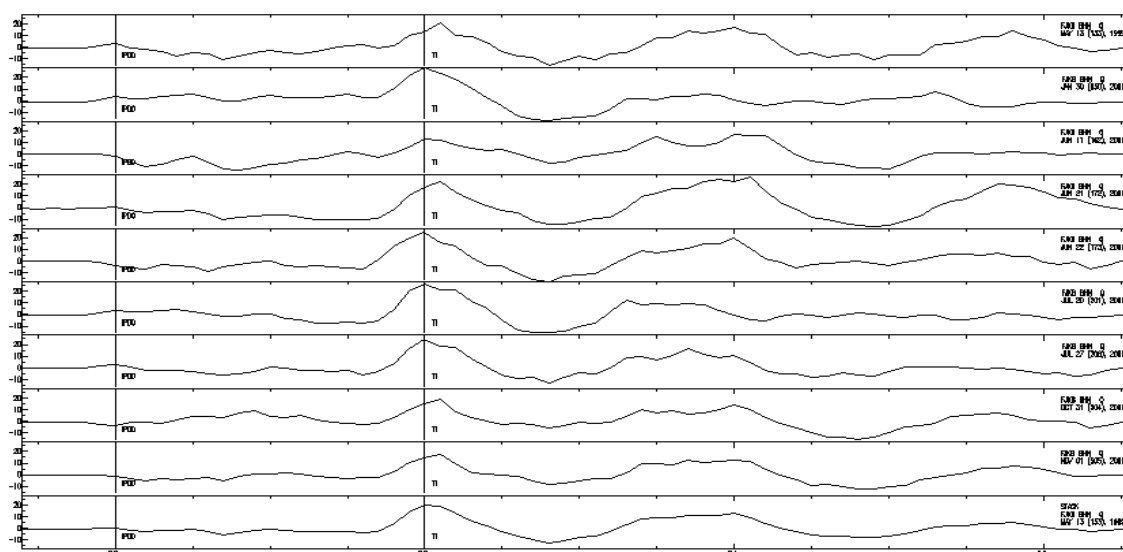


Fig. 4.6 - Receiver functions for FJKB station, located in the basin. First nine traces for the events, from the top to the bottom, 6, 10, 12, 13, 14, 17, 18, 21 and 22 of Table 1. The last trace is the stacked seismogram.

The difference in travel time between Ps and P phases is given by

$$T_{Ps} - T_P = (H/\cos j)/\beta_1 + \Delta T - (H/\cos i)/\alpha_1 \quad (4.1)$$

where $H/\cos j$ and $H/\cos i$ are the distances between the interface and the surface, covered by the Ps and P waves with speeds β_1 and α_1 , respectively; ΔT is the time that the P-wave front sweeps the distance ΔX with apparent velocity v_{AP} . Therefore, to the propagation time of Ps (first term on the right side of equation 4.1), it should be added ΔT , as the P wavefront reaches the P to S conversion point ΔT sec after the direct P.

Based in Fig. 4.8 we have:

$$\Delta X = X_P - X_S = H(\tan i - \tan j) \quad (4.2)$$

Or in terms of the apparent velocity (v_{ap}), which is the same as the half-space

$$v_{AP} = \Delta X / \Delta T = \alpha_1 / \sin i \text{ or } \Delta T = \Delta X \sin i / \alpha_1 \quad (4.3)$$

$$\Delta T = H [\sin^2 i / \alpha_1 \cos i - \sin j \sin i / \alpha_1 \cos j] \quad (4.4)$$

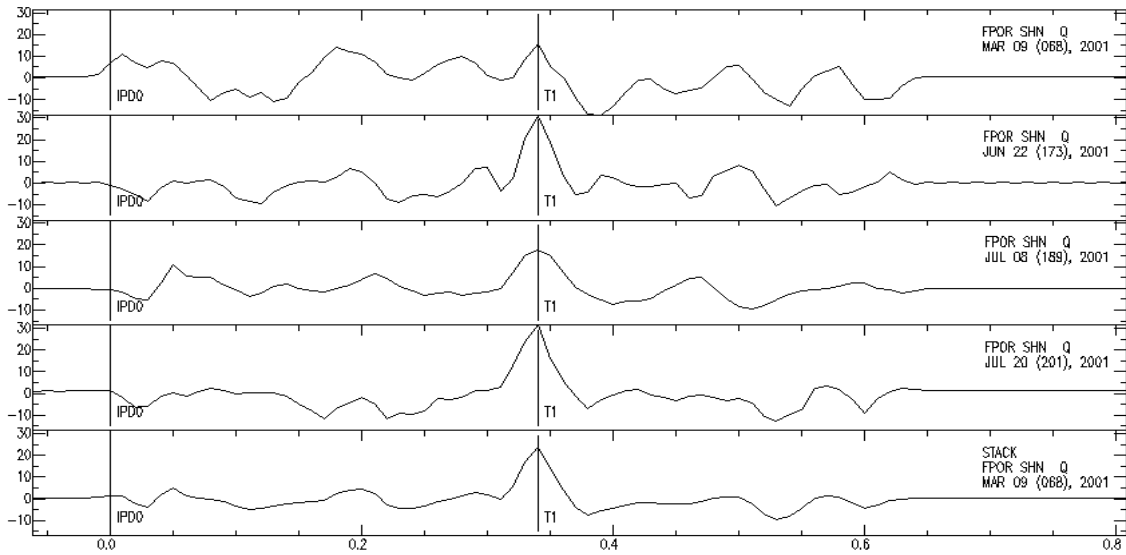


Fig. 4.7 - Receiver function for FPOR station, located in the deepest part of the basin. First four traces from the top to the bottom are the events 11, 14, 15 and 17 of Table 4.1. The last trace is the stacked seismogram.

Substituting (4) in (1) we have

$$T_{ps} - T_p = H \left(\frac{\cos j}{\beta_1} - \frac{\cos i}{\alpha_1} \right) \quad (4.5)$$

Where H can be expressed in terms of ray parameter, $p = \sin i / \alpha_1 = \sin j / \beta_1 = 1/v_{AP}$

$$H = (T_{ps} - T_p) / [(\beta_1^2 - p^2) - (\alpha_1^2 - p^2)^{1/2}] \quad (4.6)$$

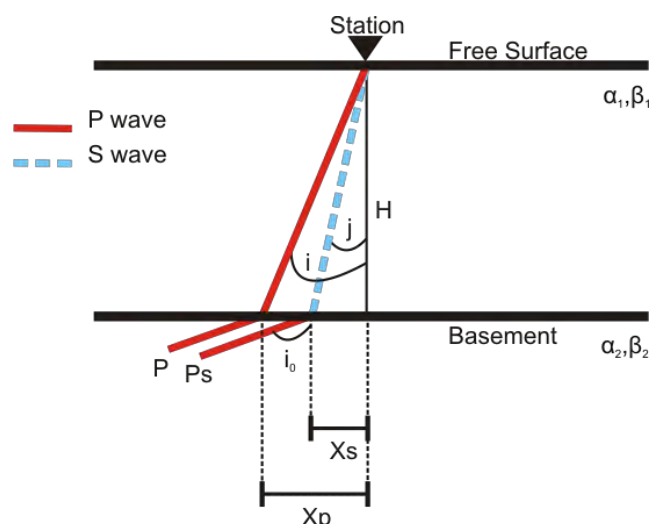


Fig.4.8 - Rays diagram for direct P and converted phase P_s , considering a flat layer on a half-space, where H is the thickness layer, i and j are the incidence angles of the direct P and converted phase P_s , respectively. X_p and X_s are the off-set of the P and converted phase P_s , respectively.

Therefore, the sediment thickness (H) depends on the difference in arrival time between P_s and P phases, the velocity of P and S waves and the incidence angles of P and S waves (or ray parameter, p). The unknowns were taken from the results of shallow refraction, as will be seen in the next section.

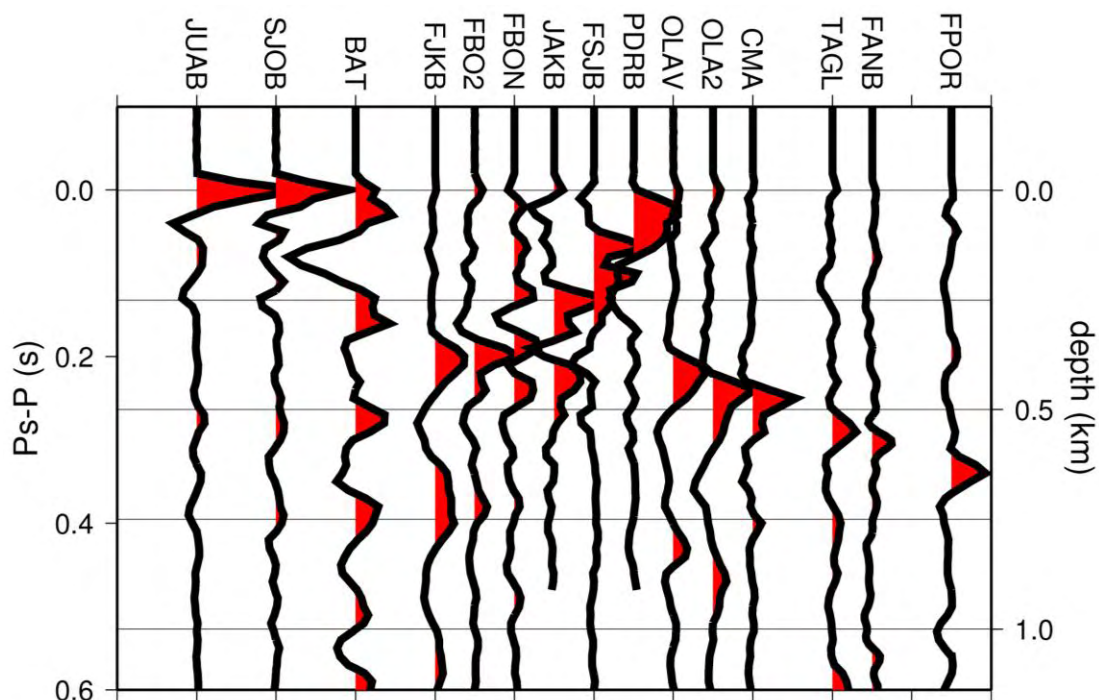


Fig. 4.9 - RFs-section of all receiver functions stacking. For stations $JUAB$ and $SJOB$ there are no phase conversions. They are in the craton. Station $PDRB$ is located on isolated outcrops within the basin. All others are in the basin. Note that $P_s - P$ increases toward the south.

Table 4.3 shows the values of time differences measured in stacked receiver functions for 15 stations and the corresponding basement depth (H) for each station determined using equation 4.6. Fig. 4.9 presents a receiver functions section for all stations.

4.5. Seismic Refraction Experiments

To help define the velocity structure in the PGSZ area a controlled source experiment was carried out in December of 2002, with two explosions of 200 kg of dynamite each fired in 40 m deep holes (stars 1 and 2 in Fig 4.2). The first, close to station PDRB, was recorded by seven stations, and the second, close to station JAKB, was recorded by nine stations. The first 10 meters of the holes were filled with rubble in the first shot, and with concrete in the second one. For the shot 1 basement rocks were found in the first ten meters of the hole, and for the second shot only soil was found (Barros and Caixeta, 2003).

The shots origin times were taken from a GPS clock directly connected to the explosion as well as by two sensors installed 153 m from shot point 1 (CH01) and 36 m from the shot point 2 (CH12).

The seismic sections in Fig. 4.10-a (explosion 1) and 4.10-b (explosion 2) show that all stations recorded clear first arrivals. Fig. 4.11 shows the arrival times of both shots in the same plot. It can be seen that all arrivals from shot 2 are later compared with shot 1 (Fig. 4.11-a). This is because of the deep sedimentary layer beneath shot 2, compared with shot 1 (hard rock site). Fig.4.11-a shows the arrival times from a reference model consisting of a sedimentary layer with P-wave velocity $\alpha_1=3.0$ km/s and thickness $H=0.3$ km, overlying a basement half-space with P-wave velocity $\alpha_2=6.1$ km/s. The relatively large dispersion in arrival times is due to the varying sedimentary thickness beneath the seismic stations. A correction in the P-wave arrival time was then applied to all stations based on the Ps-P time difference as follows.

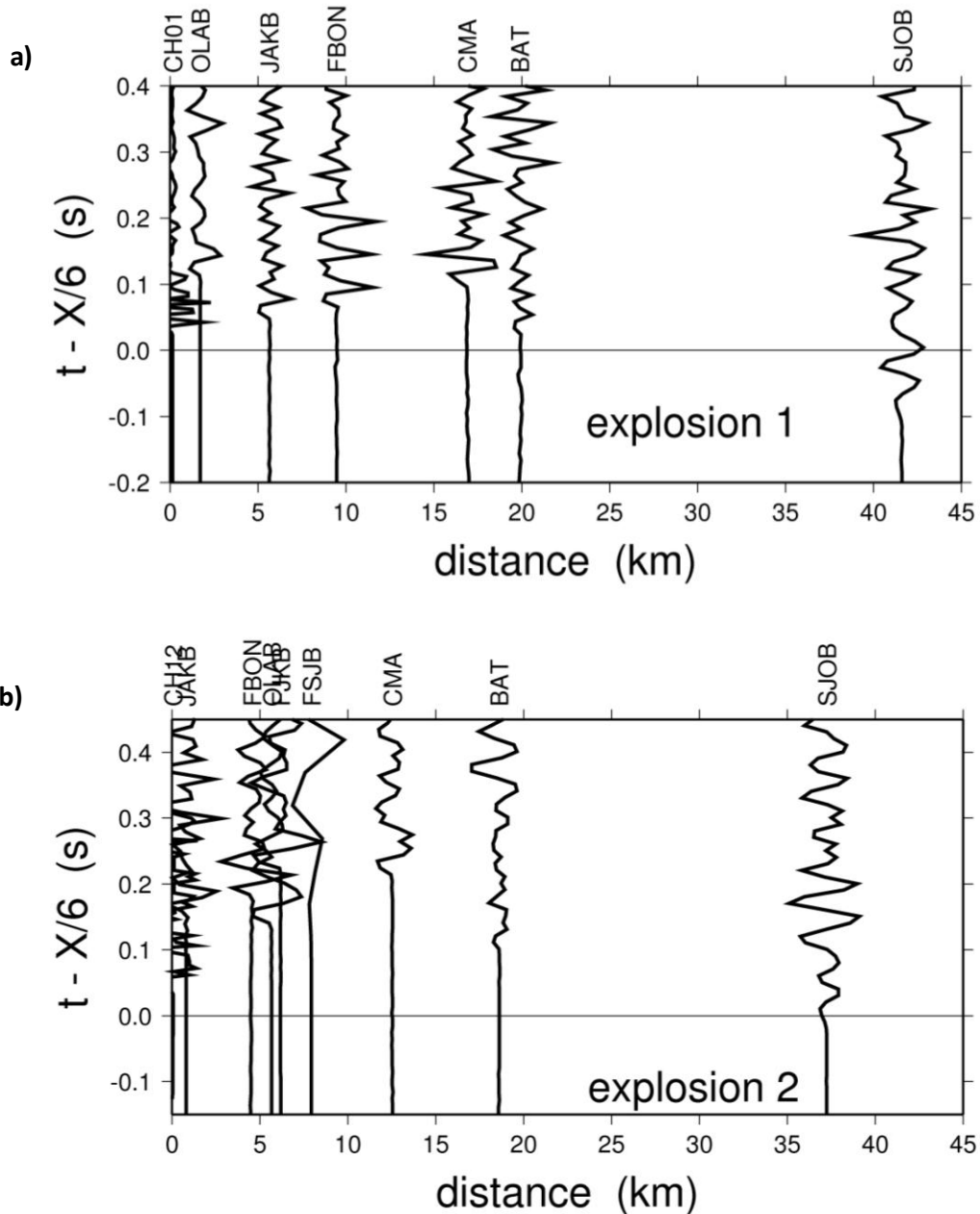


Fig. 4.10 - Seismic section for explosion 1(a) and explosion 2 (b) plotted with reduced velocity of 6 km/s. CH01 and CH12 are nearby sensors installed 153 m and 36 m from the shot points 1 and 2, respectively. The signal low-resolution in FSJB station is due to the low sampling rate of only 20 sps against 100 sps in all other stations.

In a plane layer horizontal model with thickness H , P-wave velocity α_1 , overlying a half-space with P velocity α_2 , the P-wave time delay, a_p , beneath a station is given by:

$$a_p = H(\cos i)/\alpha_1, \text{ where } i = \text{asin}(\alpha_1/V_{AP}) \quad (4.7)$$

V_{AP} is the apparent velocity of the refracted ray which is α_2 in the case of a critical refraction in a horizontal layer. The Ps-P time difference, given by equation 4.6 is

$$T_{Ps}-T_P = H [(\cos j)/\beta_1 - (\cos i)/\alpha_1] \quad \text{where } j = \text{asin} (\beta_1/V_{AP}) \quad (4.8)$$

These equations give a relationship between the Ps-P time difference and the P-wave delay a_p :

$$T_{Ps}-T_P = [K (\cos j) / (\cos i) - 1] \cdot a_p \quad (4.9)$$

where $K = \alpha_1/\beta_1$ is the P/S velocity ratio in the sedimentary layer. Here we assume that the Ps phases from the local earthquakes were originated from P waves incident at the base of the sedimentary layer with a shallow angle, i.e., i_0 in Fig. 4.8 is close to 90 degrees, so that we can assume $V_{AP} \approx \alpha_2$.

All travel times were corrected for a reference sedimentary thickness of 0.3 km, based on the Ps-P times in Table 4.3. Corrections included a station term as well as a term for the shot point. For shot point 1 we used the same time-delay as that of station PDRB which was installed in the same outcrop. For shot-point 2 we used a time delay similar to the closest station JAKB.

Table 4.3 - Measured time differences and corresponding depth for all stations determined using equation 4.6. It was used a V_p/V_s ratio of 2.5 and an average apparent velocity of 6.1 km/s, as determined in the shallow refraction.

Nº	Station	RFs. Nº	$T_{Ps}-T_P$ (s)	H (m)
1	JUAB	7	0	0
2	SJOB	2	0	0
3	BAT	4	0.16	303
4	FJKB	9	0.2	379
5	FBO2	6	0.2	379
6	FSJB	15	0.07	132
7	FBON	2	0.19	360
8	JAKB	7	0.13	246
9	PDRB	3	0.025	47
10	OLAV/OLAB	4	0.22	417
11	OLA2	10	0.24	455
12	CMA	8	0.25	474
13	TAGL	2	0.29	550
14	FANB	2	0.3	569
15	FPOR	4	0.34	646

The model parameters (α_1 , K , and α_2) were varied by trial and error so that the travel times from the two shots were as consistent as possible, and the scatter of the travel times was reduced. The best model was found to be: $H = 0.3$ km, $\alpha_1 = 3.0$ km/s, $\alpha_2 = 6.1$ km/s, $K = 2.5$. Fig. 4.11-b shows the resulting data and the fit to this best reference model. Not only the agreement between the two shots was improved, but the data scatter around the critical refraction from the basement is reduced. The velocity of the sediments was also constrained to be close to the velocities obtained from the direct wave at the closest stations, such as CH01 for shot 1 and CH12 and JAKB for shot 2 (Fig. 4.10).

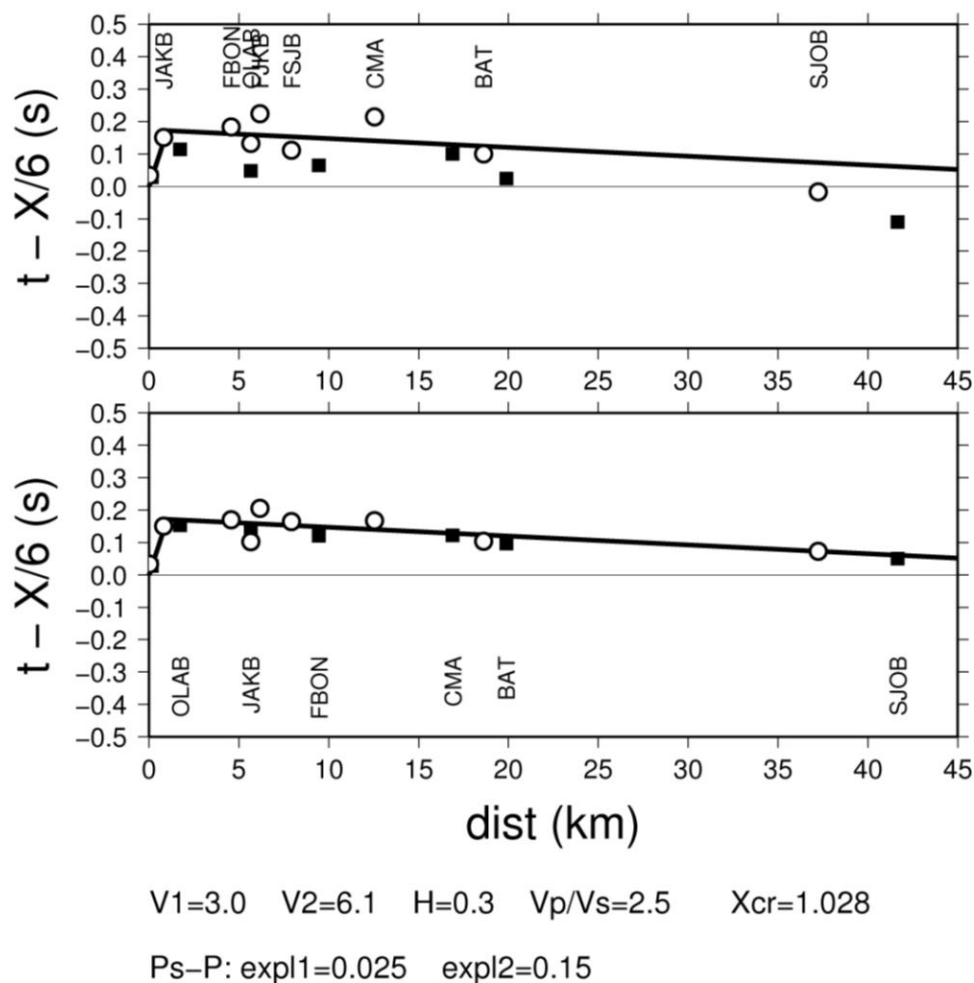


Fig. 4.11 - Plot of the time distance curve for the experiments 1 and 2 with $X/6$ reduced time. Black square and circle denote data of shot 1 and shot 2, respectively. a) Raw data, b) data corrected for variable sedimentary thickness.

The reference model shows a large Vp/Vs ratio of 2.5, corresponding to a Poisson ratio of 0.40. This is not uncommon in soil and unconsolidated sedimentary rocks. Barros et al. (2009) calculated the average Vp/Vs ratio for two different networks in PGSZ. The 1998 network, with an aperture of 70 km, included stations outside the basin such as JUAB (Fig.4.1) and SJOB (Fig. 4.2) and had $Vp/Vs = 1.71$. The smaller network of 2005, closer to the epicentral area with stations only in the sedimentary basin, had an average $Vp/Vs=1.78$ which shows the influence of the higher Vp/Vs ratio in the basin. In fact, for an average epicentral distance of 5 km (typical of the smaller 2005 network), the average Vp/Vs ratio for a ray path with 5 km in the basement (with $K = 1.71$) and 0.3 km in the sediments (with $K=2.5$) is 1.786, quite consistent with the results of the Wadati diagram of Barros et al. (2009a).

The large amplitudes of both the Ps and Sp converted phases (Figs. 4.4a-b) require a large velocity contrast in the sediment/basement interface. Therefore a high Poisson ratio and low P velocity in the sediments should be expected. In addition, the P -wave velocity of the sediments ($\alpha_1=3.0$ km/s) must be lower than the S velocity of the basement ($\beta_2 = 6.1/1.71 = 3.57$ (km/s) to ensure the existence of the refracted phase Sp .

The hypocentral determination indicates that the first arrival in almost all stations (except the ones closer than about 1 km) are the refracted waves from the top of the basement and so the approximation that $V_{AP} = \alpha_2$ is valid.

The velocities above were used to convert Ps-P times to sedimentary thicknesses for all stations in Table 4.3. The average sedimentary thickness is 0.32 km, very similar to the thickness of the reference model. Fig. 4.12 shows a contour map of the basement depths using the values of Table 4.3 constrained with zero depth at the basin border. As already suggested by the RF section of Fig.4.9, a basement high near the epicentral area can be seen superimposed in a general deepening of the basement towards the south (Fig. 4.12).

4.6. Discussion

The velocity model proposed in this study for the Parecis basin in the PGSZ seems to be very stable and consistent; as the receiver functions for different events have basically the same waveforms (see Figs 4.7 and 4.8). Also, the basement outcrop in PDRB station was clearly detected by the receiver functions. This proves that the Ps phase effectively represent the site response of the P-wave incident in the basement/sediments interface. The large pulse width in PDRB station (Fig. 4.9) could be due to the sudden variation in the relieve of the basement, since this station is located in a basement outcrop inside the basin. This can influence the converted phases as our methodology assumes a homogeneous layered medium.

The major differences between the Braga and Siqueira (1996) model (Fig. 4.2) and the model proposed here (Fig. 4.12) may be related to the different scales: the Braga and Siqueira model is of regional character; whereas our model shows very local structures. Beside, Braga and Siqueira model was constrained by sparse seismic and well data located far from our study area. Another important aspect to be taken into account is the non-uniqueness of geophysical interpretation. The highs and lows in the Bouguer gravity anomalies were interpreted as a basement highs and lows. However, different interpretation can be made of these highs and lows, e.g., they can be partially due to variations in crustal thickness in the Parecis basin.

4.7. Conclusion

The use of receiver function with small local earthquakes showed to be very efficient in determining the sediment thickness in the Parecis basin. The high velocity contrast between basement and sediments favors the generation of clear converted phases in the receiver function (Ps) and also in the vertical component (Sp phase). This application should be extended to other seismic areas in sedimentary basins.

The studies carried out in PGSZ by Barros et al.(2009a) showed that the Porto dos Gauchos seismogenic fault has an area of 6 x 6 km and is oriented WSW-ENE roughly consistent with the continuation of a geological fault mapped in the nearby Caiabis graben by Leite and Saes (2003) (see Fig. 4.1). It is likely that the basement “scarp” indicated by our results is also related to the same seismotectonic feature.

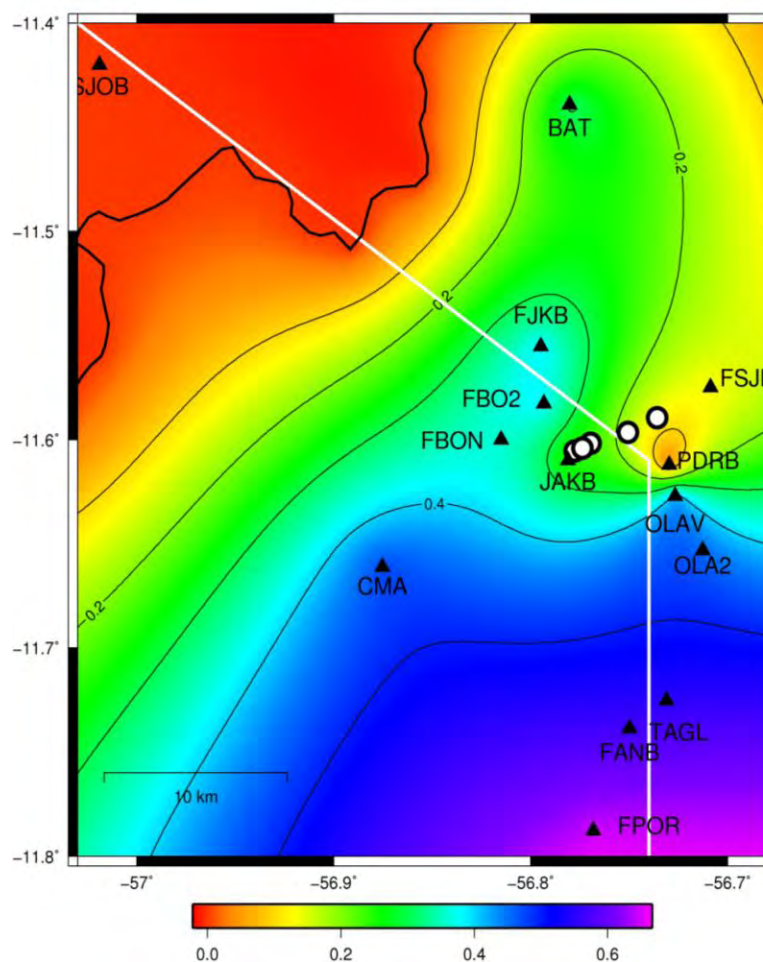


Fig. 4.12 - Topography of the basement in the Parecis basin, Porto dos Gaúchos seismic zone, as obtained by RF technique applied to local events recorded in the 15 stations indicated by triangles. Circles indicate the best five epicenters of 2005 seismic sequence. Dashed line indicates the limit between craton and basin.

4.8. Acknowledgments

Many people contributed with hard work to deploy the stations and collect data from remote areas in Porto dos Gaúchos, especially Daniel Caixeta, Darlan Portela, Isaú Gomes, Juraci Carvalho and Daniel Linhares. We thank the geology students who worked on the data preparation (Ranielle Paz, Vinicius Ferreira). We also thank Edna Leony, Kate Sousa, and Luzia de Freitas from the Seismological Observatory staff that in different ways helped us in this work. Finally we thank the farmers Selso Rosato, Olavo Webber, José Kavichioli and Jackson for permission to deploy stations in their lands and the station operators José Aparecido and Oscar de Almeida. We would like to thank L.P.S. Braga for the basement topography data used in figures 4.1 and 4.2.

4.9. References

- Almeida, F.F.M., Neves, B.B.B., Carneiro, C.D.R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Sci. Rev.* 50, 77–111.
- Ammon, C. J.; Randall, G. E.; Zandt, G., 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversion. *Journal of Geophysical Research*, v. 95, n. B10, p. 15,303–15,318.
- Ammon, C. J., 1991a. The isolation of receiver effects from teleseismic p waveforms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 81, n. 6, p. 2504–2510.
- Ammon, C. J. 1991b. An overview of the Receiver-Function Analysis. <http://eqseis.geosc.psu.edu/>.
- An, M., and Assumpção, M., 2004, Basement depth in the Parana´ basin with high frequency receiver functions, I Simpósio Regional, Sociedade Brasileira de Geofísica, São Paulo, Brazil.
- Assumpção, M., James, D.E. and Snoke, A., 2002. Crustal thickness in SE Brazilian Shield by receiver function analysis: Implications for isostatic compensation, *J. Geophys. Res.*, 616 107, 2006, doi:10.1029/2001JB000422.
- Assumpção, M., An, M., Bianchi, M., França, G.S., Rocha, M., Barbosa, J.R. and Berrocal, J., 2004. Seismic studies of the Brasília Fold Belt at the western border of the São Francisco craton, central Brazil, using receiver function, surface wave dispersion, and teleseismic tomography. *Tectonophysics (Amsterdam), Holland*, v. 388, 173-185.
- Barros, L. V. & Caixeta, D.F. 2003. Unidimensional multilayer velocity model for Porto dos Gaúchos/MT. 8º Int. Cong. of SBGf, September 14 - 18, 6p.
- Barros, L.V., Assumpção, M., Quintero, R., and Caixeta, D.F., 2009a. The intraplate Porto dos Gaúchos seismic zone in the Amazon craton – Brazil, *Tectonophysics*, 469, 37-47.
- Barros, L.V., Assumpção, M., Quintero, R., and Ferreira, V.M., 2009b. Coda wave attenuation in the Parecis basin, Amazon craton – Brazil: sensitivity to basement depths, submitted to *J. of Seismology*.
- Bianchi, M.B., 2009. Variations in the crustal, lithosphere and mantle structure for South American Plataforma using P- and S_waves receiver functions. PhD Thesis (in portuguese), Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – Universidade de São Paulo, 133p.
- Braga, L.F.S. & Siqueira, L. P. 1996. Three dimensional gravity modelling of the basement topography beneath Parecis Basin, Brazil, constrained by DBNM, spectral estimates of depth to magnetic sources. 5th Latin Amer. Petr. Cong, Rio de Janeiro, Brazil, 8p.
- Costa, T.N., Assumpção, M., Barbosa, J.R., 2006. Estudo de espessura sedimentar na Bacia do Paraná com função do receptor de alta frequência. II Regional Geophysical Symposium Braz. Geophysics Soc., Natal, extended abstract.
- Dourado, J.C., Assumpção, M., Malagutte-Filho, W., and Bianchi, M.B. 2007. Crustal features determined by azimuthal analysis of receiver functions in the area of the Rio Claro seismological station, RCLB. (in Portuguese). *Rev. Bras. de Geofísica*, 25, 399-411.
- França, G. S. L. A., 2003. Estrutura da crosta no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, usando função do receptor. Tese de doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 143 p.

- França, G. S. L. A. and Assumpção, M., 2004. Crustal structure of the fold belt, SE Brazil, derived from receiver functions. *J. of South American Earth Sciences*, 16, 743-758.
- James, D.E., M. Assumpção, A. Snoke, L.C. Ribotta, and Kuehnel, R. 1993, Seismic studies of continental lithosphere beneath SE Brazil, *An. Acad. Bras. Cienc.*, 65 (Supl. 2), 227-250.
- Julià, J.; Assumpção, M.; Rocha, M., 2008, Deep crustal structure of the Paraná basin from receiver functions and Rayleigh-waves dispersion: evidence from a fragmented cratonic root. *Journal of Geophysical Research* <doi:10.1029/2007JB005374>.
- Krüger, F.; Scherbaum, F.; Rosa, J.W.C.; Kind, R.; Zetsche, F.; Höhne, J. 2002, Crustal and upper mantle structure in the Amazon (Brazil) determined with broad band mobile stations. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, n. B10, P. 2265.
- Langston, C.A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, 84, 4749-4762.
- Leite, J. A. and Saes, G. S., 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detriticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares Proterozóicas do sudeste do Cráton Amazônico, *Rev. do Instituto de Geociências da USP*, São Paulo, 3, 113-127.
- Ligorria, J.P., and Ammon, C.J., 1999. Iterative deconvolution and receiver function estimation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 1395-1400.
- Liu, K.H.; Gao, S.S.; Silver, P.G.; Zang, Y., 2003. Mantle layering across central South America. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, n. B11, 2510.
- 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.
- Silva, J.A., Souza, L.M., Assumpção, M., 2008. Espessura e velocidade das camadas sedimentares na borda nordeste da bacia do Paraná utilizando telessismos da região Andina e sismos locais. *Rio Oil & Gás 2008*, IBP1812_08. Rio de Janeiro, 15-18 de setembro de 2008.
- Siqueira, L. P. 1989. Bacia dos Parecis. *Geociências PETROBRAS*, 3(112):3-16.
- Tassinari, C. C. G., Bittencourt, J. S., Galdes, M. C., Macambira, M. J. B., Lafon, J. M., 2000, The Amazonian Craton. In Cordani et al. (eds.), *Tectonic Evolution of South America*, 31st Int. Geol. Congr. Rio de Janeiro, pp 41-95.
- Zandt, G., Myers, S. C. & Wallace, T. C., 1995. Crust and mantle structure across the Basin and Range - Colorado plateau at 37° N latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism, *J. Geophys. Res.* 100, 10.529-10.548
- Zavallos, I., Assumpção, M., Padilha, A. L., 2009. Inversion of teleseismic receiver function and magnetotelluric sounding to determine basement depth in the Paraná Basin, SE Brazil, *Journal of Applied Geophysics* 68, 231-242J.

Capítulo 5 – Discussão e conclusões**5.1. Introdução**

Neste capítulo serão apresentadas e discutidas as características gerais da sismicidade intraplaca, os modelos propostos para explicar a sua gênese e uma interpretação da sismicidade observada no Centro Norte do Estado do Mato Grosso com base nos modelos propostos de sismicidade em interiores continentais estáveis. Aqui usamos indistintamente os termos sismicidade intraplaca e sismicidade de Interior Continental Estável (ICE), como definida por Johnston (1989) e apresentada no glossário.

Terremotos em Interiores Continentais Estáveis não são fáceis de explicar, pois não ocorrem segundo padrões bem definidos, como aqueles observados nos limites de placas (terremotos interplacas). Apesar de menos freqüentes e de corresponderem a cerca de 5% da sismicidade global e a 0,5 por cento do momento sísmico global liberado (Johnston, 1996) tem acontecido grandes terremotos intraplacas, particularmente na China (Liu, 2001), Estados Unidos (Johnston e Schweig, 1996), Índia (Kayal, 2009), Austrália (Gibson, 2009) e na placa Arábica (Al-Heety, 2005), onde terremotos de magnitudes 6,0 e superiores a 7,0 têm produzido grandes danos materiais e um elevado número de vítimas fatais.

Muitos modelos foram propostos para explicar os terremotos em geral, mas nenhum é capaz de prever o tempo, o lugar e o tamanho de futuros terremotos. Caso fosse possível teríamos o modelo ideal. Na realidade, os modelos propostos para explicar a sismicidade intraplaca, longe de serem ideais, tentam apenas identificar feições geológicas que possam estar associadas com terremotos intraplacas, os quais, embora pouco freqüentes, quando acontecem perto de um ambiente urbano podem causar grandes danos, particularmente devido ao fator surpresa, pois são raramente esperados.

A dificuldade atual de criar tal modelo reside na impossibilidade de se considerar e observar, no tempo e no espaço, continuamente o comportamento de todas as variáveis que determinam a ocorrência de um terremoto. Se um terremoto, seja de qualquer natureza, resulta da ruptura de uma dada porção da litosfera em resposta a atuação de esforços adequadamente orientados em relação a determinados planos de fraquezas existentes nesta porção sismogênico da litosfera, qualquer modelo explicativo da sismicidade intraplaca deve contemplar aqueles fatores que aumentam os esforços ou enfraquecem as rochas, diminuindo a sua resistência ao cisalhamento.

Johnston e Kanter (1990); Liu e Zoback (1997) inferiram, a partir de medidas da taxa de deformação da crosta e de estudos paleosismológicos na zona sísmica de Nova Madri (ZSNM), tempos de recorrência para grandes terremotos intraplacas da ordem de mil a dois mil anos. Por isso, podem acontecer em áreas historicamente inativas, particularmente nos ICEs das Américas do Norte

e do Sul, onde os registros históricos da sismicidade são menores do que a metade dos tempos de recorrência desses terremotos. Veja, por exemplo, o caso do terremoto de Caraibas/Itacarambi (Chimpliganond *et al.*, 2009), que, embora de magnitude moderada, ocorreu numa área onde não se conhecia nenhuma atividade sísmica prévia. Daí a grande importância de se identificar áreas de risco de grandes terremotos intraplacas.

Entretanto, esta é uma tarefa extremamente difícil. Isso sem considerar os resultados de estudos geodésicos recentes, com medidas precisas de GPS (*Global Positioning System*) (Calais e Stein, 2009; Stein *et al.*, 2009), que indicam que a taxa de deformação na ZSNM é bem menor do que se esperava, para uma área sísmica com ocorrências de grandes terremotos ($M > 7$) nos últimos 5000 anos. A explicação para essa baixa taxa de deformação (0,2 mm/ano) estaria associada ao caráter cíclico do carregamento tectônico de uma dada falha em ambiente continental estável, que é um fenômeno transiente e não estacionário, i.é, as falhas se deformam em longos ciclos, liberam esforços em grandes terremotos e param (por ciclos) de se deformarem. A sismicidade recente na ZSNM não está relacionada com a possibilidade de grandes terremotos futuros nas mesmas estruturas sismogênicas dos terremotos de 1811-1812. Esta sismicidade não reflete a continuidade do crescimento das deformações na área e sim a continuidade da atividade de réplicas de grandes terremotos que aconteceram há centenas de anos (Stein e Liu, 2009; Stein *et al.*, 2009 e Li *et al.*, 2009). Grandes terremotos intraplacas são freqüentemente episódicos, ocorrem em grupos, migram de uma falha para outra e tem longos tempos de recorrência.

Stein *et al.* (2009), para explicar a variabilidade espaço-temporal de terremotos intraplacas, partem da hipótese de que esta variabilidade resulta da iteração entre falhas numa da região. As falhas formam um sistema complexo, cuja evolução não pode ser entendida considerando uma falha individual, pois o conjunto se comporta de uma maneira mais complicada do que pode ser compreendida a partir da análise dos seus componentes. No estudo de tal sistema não se pode adotar a abordagem reducionista tradicional, na qual o sistema como um todo é analisado a partir de suas partes mais simples, que são entendidas em detalhe e estendidas para todo o sistema. Ao invés disso, o sistema deve ser visto como um todo, de tal forma que os efeitos locais no tempo e no espaço devem resultar de todo o sistema. Este conceito de sistema complexo explicaria o porquê das diferenças no comportamento espaço-temporal da sismicidade em ambientes inter e intraplacas, apesar da física da ruptura de falhas ser essencialmente a mesma. Enquanto a iteração entre falhas controla o padrão de sismicidade intraplaca, esta tem pouca importância na ocorrência de terremotos interplacas, que são controlados pelo carregamento estacionário a partir do movimento relativo das placas.

Se já era difícil identificar as zonas sísmicas (“estáticas”) com potencial para grandes terremotos, imagine se estas forem dinâmicas, com grandes terremotos liberando esforços que ativam segmentos da falha principal e falhas vizinhas. Como identificar que falha vai ser ativada por um dado terremoto? Como avaliar o risco sísmico diante desse novo cenário de incertezas? Isso torna o estudo da sismicidade intraplaca mais intrigante e desafiador.

Esse novo cenário advém basicamente da aplicação do conceito de sistema complexo à sismicidade intraplaca e dos avanços conseguidos recentemente (nos últimos dez anos), com o emprego da tecnologia GPS em medidas precisas da taxa de deformação em zonas sísmicas onde ocorreram grandes terremotos, como são os casos da ZSNM (Calais e Stein, 2009; Stein *et al.*, 2009) e do Vale de São Lourenço, em Quebec (Mazzotti *et al.*, 2005). O conceito de sismicidade de estado estacionário pressupõe a repetição (cíclica) desses terremotos nas mesmas estruturas sismogênicas. Entretanto, com essa nova hipótese a localização de grandes terremotos varia no espaço e no tempo.

Esta é uma discussão muito recente, que se confirmada, no todo ou em parte, terá grandes efeitos na avaliação do risco sísmico em regiões continentais estáveis. Por outro lado, em se tratando de sismicidade intraplaca, o que é válido para a ZSNM pode não ser válido para outras zonas sísmicas importantes, como a ZSPG, onde inclusive não se conhece a taxa de deformação da área.

Para entender onde podem ocorrer terremotos intraplacas, é necessário conhecer o seu mecanismo causador. Existem três grupos principais de teorias que tem sido propostas para explicar a ocorrência espacial de terremotos intraplacas em Interiores Continentais Estáveis: i) Concentração de esforços; ii) zona de fraqueza e iii) alto fluxo de calor. Adicionalmente, a ação da água sobre os poros e fraturas das rochas pode contribuir para enfraquecer a sua resistência ao cisalhamento e diminuir o esforço efetivo necessário ao seu rompimento. Esse modelo foi denominado por Talwani (1989), Constain *et al.* (1987) e Constain (2008) de modelo de hidrossismicidade ou de redução da resistência das rochas.

5.2. Mecanismo da concentração de esforços

Muitas observações do estado dos esforços feitas com medidas *in situ*, soluções de planos nodais de terremotos e *breakouts* em poços, indicam que os esforços compressivos máximos horizontais (SHmax) no leste e no centro da América do Norte (Zoback, 1992) e no ICE da Placa Sul Americana (Coblentz e Richardson, 1996) são quase uniformemente distribuídos na direção aproximada E-W. Esse campo de esforços uniforme é atribuído às forças topográficas e de limites de placas que se transmitem por todo seu interior, com a força de empurrão de cadeia exercendo um papel preponderante. Variações nesta orientação estariam associadas com fonte de esforços não tectônicos, de origem local (Assumpção, 1992; Coblentz e Richardson, 1996).

A teoria da concentração de esforços sugere que inomogenidades na crosta continental podem produzir concentração de esforços, que somado ao esforço regional, pode gerar terremotos (Zoback e Richardson, 1996). Na zona sísmica de Porto dos Gaúchos, a direção de SHmax é mais ou menos E-W (Barros *et al.*, 2009a), concordante com modelos propostos em estudos desenvolvidos por Coblentz e Richardson (1996), Assumpção (1992), Meijer e Wortel (1992).

Quando uma intrusão magmática está presente em uma rocha estável, a diferença nas propriedades geofísicas pode produzir uma concentração localizada de esforços, particularmente quando a intrusão é mais fraca do que a rocha hospedeira (Campbell, 1978; Stevenson *et al.*, 2006). A base para essa teoria é a seguinte: Uma intrusão magmática pode ser ejetada do manto para dentro da crosta continental mais félsica. Inicialmente, a intrusão é mais rígida do que as rochas vizinhas. Com o passar do tempo, contudo, a intrusão pode tornar-se serpentinizada e ficar menos rígida do que a rocha hospedeira. Cálculos têm demonstrado que intrusões de contornos muito agudos, isto é, intrusões com pequenos raios de curvaturas, podem aumentar o esforço de cisalhamento em rochas vizinhas em até nove vezes (Campbell, 1978). Por outro lado, a associação de intrusões com a atividade sísmica pode ser relacionada apenas ao fato de que tais intrusões ocorrerem preferencialmente em zonas de fraqueza na crosta terrestre e, não necessariamente, constituem um mecanismo sismogênico em si (Gangopadhyay e Talwani, 2003).

Os terremotos de 1998/2005 e de 1955 da ZSBP ocorreram em altos gravimétricos da Bacia dos Parecis (Fig. 5.1), que foram interpretados por Braga e Siqueira (1996) e por Bahia, *et al.* (2007), como relacionados com altos do embasamento, cujo topo é mais baixo no norte e mais alto no sul da área de estudo (indicada pelo quadrado branco na Fig. 5.1). Os lineamentos gravimétricos da Fig. 5.1, particularmente na área de estudo, estão orientados na direção WNW, quase perpendicular aos planos de falha de direção ENE dos terremotos de 1998 e de 2005, apresentados nas Figs. 5.1 e 5.2.

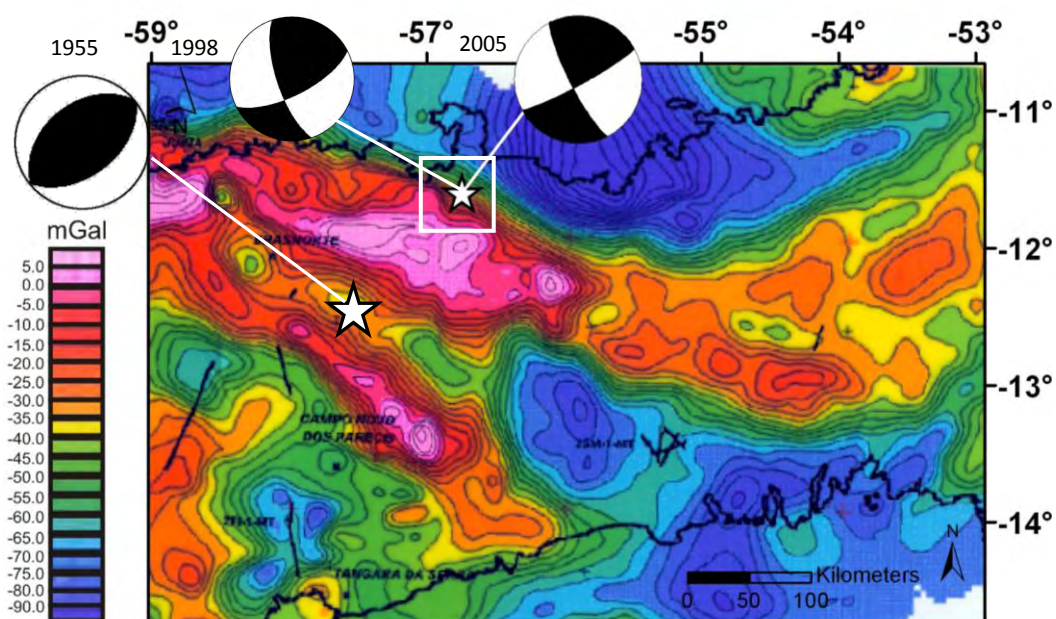


Fig. 5.1 - Mapa de anomalias Bouguer de parte da Bacia dos Parecis (limites indicados pela linha preta). O quadrado indica a localização da área de estudo (Fig. 5.2). As estrelas denotam os epicentros dos terremotos de 1998/2005 (superior) e de 1955 (inferior). As soluções de mecanismos focais, bem como as da próxima figura, são para os terremotos de 1998/2005 (Barros *et al.*, 2009a) e 1955 (Mendiguren e Richter, 1978). Fonte: Comunicação pessoal Lino Teixeira (1998).

Observando a topografia do embasamento na Fig. 5.2 (Barros *et al.*, 2009b), verificamos que, de norte para sul, há um espessamento do pacote sedimentar, exatamente ao contrário do que propuseram Braga e Siqueira (1996). Portanto, as anomalias positivas de gravidade parecem não

estar relacionadas com a profundidade do topo do embasamento. Daí ser razoável admitir que esses altos, os quais correspondem às maiores anomalias positivas de gravidade no interior da bacia, podem estar relacionados com um afinamento da crosta ou com a presença de um corpo de alta densidade na área. Barros e Rancan (2004) determinaram, para a Moho na estação JUAB, situada fora da bacia, uma espessura de 36 km, abaixo da média de $\cong 40$ km (Christensen e Mooney, 1995).

Neste caso, a orientação dos esforços não estaria sendo muito afetada pela ação de esforços locais; apenas sua magnitude, já que a direção de SHmax, obtida com estudo de mecanismos focais (Barros *et al.* 2009a), tem aproximadamente a mesma direção da média geral da placa, de acordo com modelos de esforços de Coblenz e Richardson (1996). Entretanto, outros estudos de modelagem geofísica são necessários para comprovar esta hipótese, inclusive com o uso de dados (a serem levantados) com maior resolução. Os dados do mapa gravimétrico da Fig. 5.1 não têm boa resolução. Portanto, não podem revelar pequenos detalhes estruturais da bacia, como por exemplo, o alto do embasamento na estação PDRB indicado na Fig. 5.2.

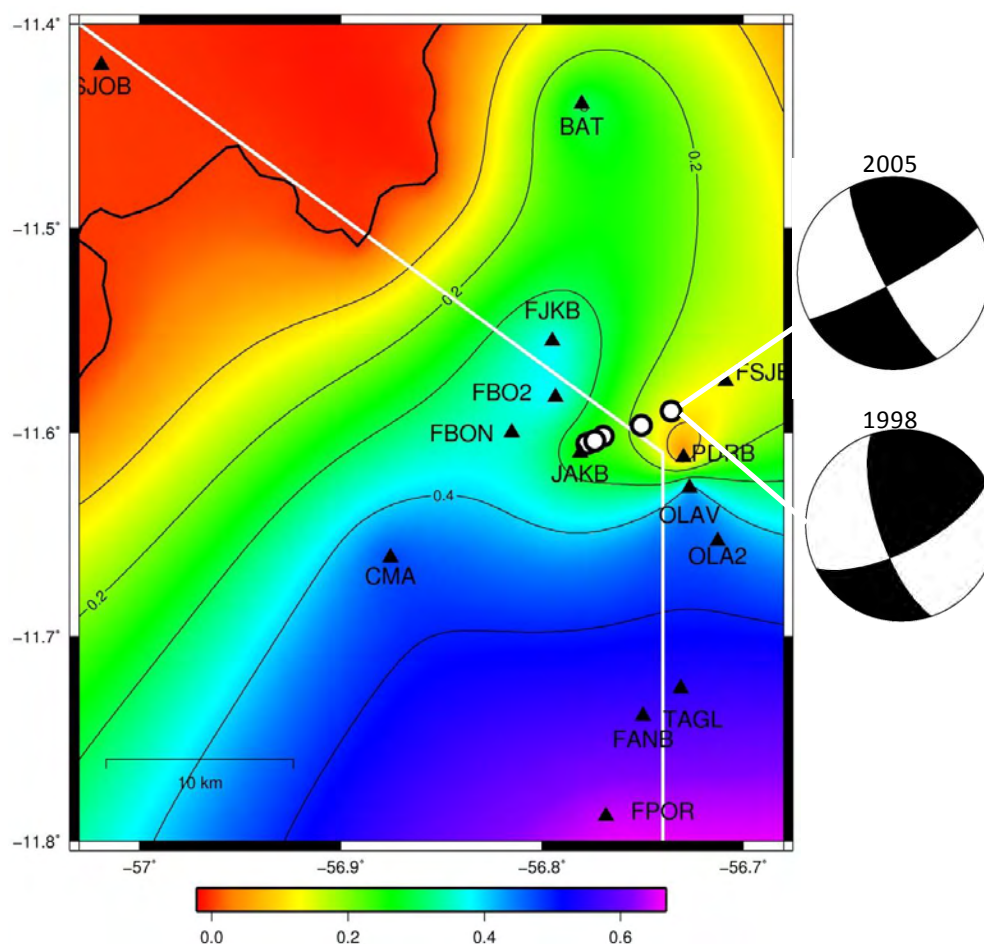


Fig. 5.2 - Topografia do embasamento da Bacia dos Parecis na área de estudo. Os círculos brancos indicam os cinco melhores epicentros da seqüência de 2005, localizados com dados de todas as estações da rede de 2005 (FSJB, FBO2, JAKB, OLA2 e PDRB). As soluções de mecanismos focais são para os terremotos de 1998/2005 (Barros *et al.*, 2009a).

5.3. Mecanismo da zona de fraqueza

O modelo da zona de fraqueza foi proposto inicialmente por Sbar e Sykes (1973) e Sykes (1978) e desenvolvido posteriormente por Johnston (1989), Gangopadhyay e Talwani (2003), Schulte e Mooney (2005). Neste modelo, os terremotos intraplacas ocorrem em zonas onde a crosta foi enfraquecida em atividades tectônicas prévias. Tais zonas de fraqueza incluem áreas de *rift* abortados e margens passivas, as quais foram deformadas durante o espalhamento dos continentes, e ao longo do tempo geológico, essas zonas podem ter sido incorporadas às estruturas de interiores de placas e passaram a ser submetidas a esforços compressoriais.

A ZSPG está localizada bem próxima de uma dessas zonas de fraqueza, o graben dos Caiabis (Fig. 5.1). Entretanto, além de não estar localizada dentro do graben, a falha sismogênica de Porto dos Gaúchos tem orientação perpendicular (ENE-WSW) ao eixo do graben, de orientação (WNW-SSE). Assim, o graben dos Caiabis não estaria diretamente relacionado com a sismicidade de Porto dos Gaúchos. Da mesma forma, o terremoto da Serra do Tombador não parece estar relacionado com crosta distendida (Barros *et al.* 2009a).

Compilações de Johnston e Kanter (1990) indicam que 49% de todos os terremotos intraplaca, com magnitudes $\geq 5,0$ ocorrem próximo de *riffts* abortados ou de margens passivas, embora apenas uma pequena fração da crosta continental estável seja desse tipo. Adicionalmente, Johnston e Kanter (1990) observaram que 60% dos terremotos com $M_w > 6$ e 100% com $M_w > 7$ ocorrem próximo de áreas previamente distendidas, margens passivas e de áreas intracontinentais distendidas.

Em estudos mais recentes, Schulte e Mooney (2005) reavaliaram, com base em compilações global mais atuais de sismos em ICEs, combinado com levantamentos recentes de áreas de *riffts* (Sengör e Natal'in, 2001), a correlação entre sismicidade intraplaca e áreas de *riffts* abortados e mostraram que 58% de todos os terremotos intraplacas em ICEs, com $M_w \geq 4,5$ ocorreram em regiões que não sofreram distensão no passado. É importante notar que a compilação de Johnston *et al.* (1994), cobre o período de 1900-1993, enquanto que a compilação usada por Schulte e Mooney (2005) atualiza a primeira até novembro de 2003, cobrindo, portanto, o período da sismologia moderna, a partir do qual os dados são mais confiáveis. Embora a atualização de Schulte e Mooney (2005) tenha coberto um período de apenas treze anos, o catálogo de Johnston *et al.* (1994) foi acrescido em 58%.

5.4. Mecanismo de fluxo de calor

Este mecanismo está baseado no fato de que altas temperaturas em profundidades enfraquecem a crosta inferior, concentrando os esforços regionais na crosta superior, mais rígida. Dessa forma, a crosta superior sismogênica teria de suportar a maior parte dos esforços tectônicos

regionais provenientes dos limites de placas e, portanto, sofrendo altas taxas de deformações e, eventualmente, rupturas (Liu e Zoback, 1997; Kenner e Segal, 2000; Assumpção *et al.*, 2004).

Muitos modelos de sismicidade intraplaca requerem características freqüentemente encontradas em áreas de *riffts*: muitas falhas e intrusões, uma crosta anômala, comparada com a crosta em regiões vizinhas e *rift pillows* (Zoback e Richardson, 1996). Entretanto, conforme mencionado antes, para Schultz e Mooney (2005), a sismicidade intraplaca não está necessariamente confinada a regiões de *riffts*. A maioria dos modelos propostos para explicar a sismicidade intraplaca está baseada em estudos de casos e não foram avaliados globalmente. Muitos resultaram de estudos na zona sísmica de Nova Madri (ZSNM), que originaram a maioria desses modelos. Liu e Zoback, (1997), por exemplo, usando várias linhas de evidências, com base em medidas diversas e independentes de fluxo de calor, concluíram que o maior fluxo de calor na área da ZSNM, cerca de 60 mW/m^2 (15 mW/m^2 maior do que em áreas vizinhas), explica a sua sismicidade intraplaca.

Estudos de tomografia do manto superior, realizados por Assumpção *et al.* (2004), nas regiões sul e central do Brasil, detectaram anomalias negativas de velocidades da onda P (na realidade uma redução de velocidades), em profundidades de 100-250 km. Essas anomalias foram interpretadas como associadas a um afinamento da litosfera, causada por um maior fluxo de calor na astenosfera e, portanto, gerando uma concentração de esforços na crosta sismogênica superior. Nesse estudo foi encontrada uma boa correlação entre sismicidade e espessura da litosfera. Regiões mais sísmicas estariam em uma litosfera mais fina e regiões menos sísmicas numa litosfera mais espessa.

Dados magnéticos de campo total da Bacia dos Parecis, mostrado na Fig. 5.3 (Bahia *et al.* 2007), indicam que os terremotos de 1998/2005 e de 1955 indicados, respectivamente, pelas estrelas superior e inferior, ocorreram nas extremidades de uma área de baixos magnéticos, os quais correspondem às maiores anomalias magnéticas negativas da Bacia dos Parecis (Bahia *et al.*, 2007). Essas anomalias normalmente estão relacionadas a um afinamento da crosta, onde o aquecimento causado pela ascensão de material quente da astenosfera provoca a desmagnetização das rochas da crosta terrestre (Bahia *et al.* 2007). Dessa forma, os sismos poderiam estar acontecendo na ZSPG, devido ao caráter mais dúctil da crosta inferior, que faria os esforços regionais serem, quase que inteiramente, suportados pela crosta superior mais rígida e rúptil, causando terremotos (Assumpção *et al.* 2004).

5.5. Modelo de redução da resistência das rochas – hidrossismicidade

De acordo com esse modelo, a sismicidade se deve ao enfraquecimento das rochas devido a fatores mecânicos e químicos. O modelo requer a presença de volume crustal sismogênico e grande quantidade de água, proveniente de bacias de rios, necessária para atingir, por gravidade, profundidades subcrustais, supondo uma crosta permeável sob tensão tectônica próxima da ruptura (Talwani, 1989; Talwani e Rajendran, 1991). Este modelo foi inicialmente proposto para explicar o

mecanismo da Sismicidade Induzida por Reservatórios (SIR) (Simpson, 1976; Talwani e Acre, 1985). Entretanto, no caso da ZSPG o aspecto principal do mecanismo da sismicidade não envolve a perturbação dos esforços em profundidade devido ao peso da massa de água, considerando que não existe água represada.

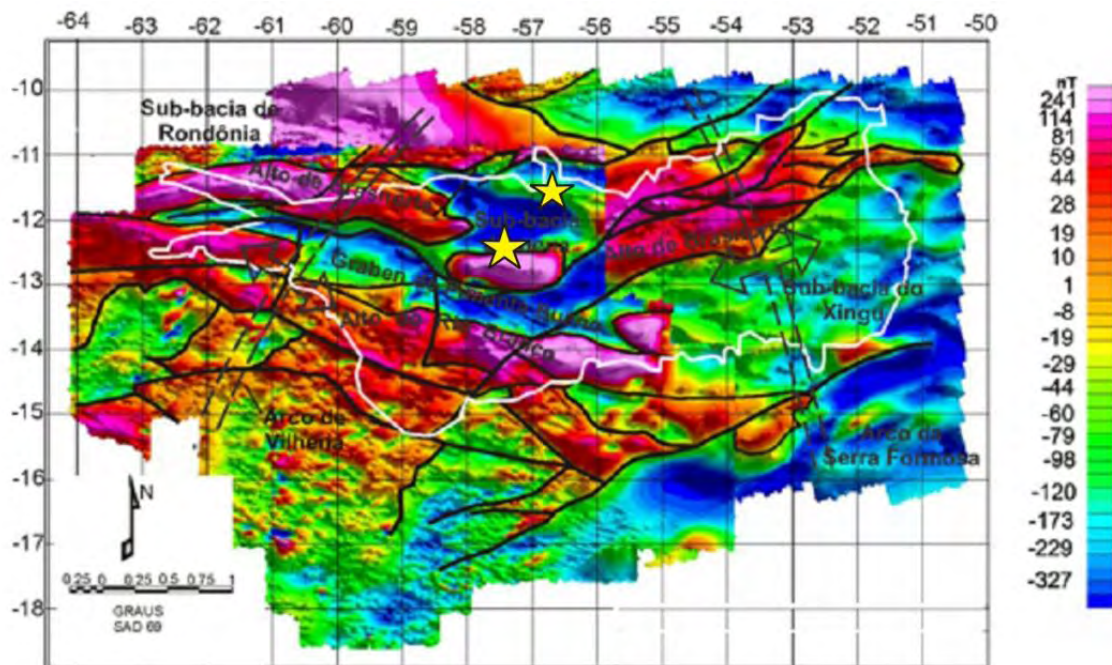


Fig.5.3 - Mapa magnético do campo total. A linha branca indica os limites da Bacia dos Parecis e as estrelas indicam os locais dos epicentros dos terremotos de 1998/2005 (superior) e de 1955 (inferior). As linhas tracejadas duplas indicam os arcos estruturais de Vilhena (a oeste) e de Serra Formosa (a leste), os quais dividem a Bacia dos Parecis em três sub-bacias: sub-bacia de Rondônia (a oeste), sub-bacia de Jurueña (no centro) e sub-bacia do alto Xingu (a leste). Modificada de Bahia et al., 2007.

O mecanismo da hidrosismicidade não está necessariamente relacionado com grandes volumes de água. Constain (2008) encontrou boa correlação entre sismicidade na ZSNM e no Estado de Virgínia com flutuações na elevação do lençol freático, devidas a variações no fluxo de água de rios. Esse aumento no fluxo de água causa transitórios de pressão de poro das rochas a profundidade hipocentrais, desencadeando terremotos, se a crosta estiver sob tensão próxima do limite de ruptura (Constain, 2008). A sismicidade nessas duas áreas coincidiu com um suprimento relativamente grande de água, tanto superficial quanto a profundidades crustais, cuja vazão foi bem monitorada. Em Virgínia foram usados dados de 615 estações fluviométricas.

A ZSPG está localizada no meio de um divisor de águas (a leste afluentes do rio Batelão e a oeste afluentes do rio Chandless), sendo que sua extremidade NE termina na junção de dois rios, Batelão e Bocaiúva (Fig. 5.4). Aparentemente, a posição da falha em relação ao sistema de drenagens pode não ter nenhuma correlação com a sismicidade. Entretanto, todos os sismos principais na ZSPG ocorreram em épocas chuvosas: sismo histórico de 1959, em 5 de fevereiro

(Relatório 54 da Colonizadora Arinos, 1959); terremoto de 1998, em 10 de março; terremoto de 2005, em 23 de março e, finalmente; terremoto de 1955, em 31 de janeiro. Se tal correlação existe, o mecanismo disparador dos sismos seria a existência de fraturas e falhas, que além de se constituírem em uma zona de fraqueza, devido à baixa resistência à ruptura, facilita a penetração do líquido até as zonas mais profundas e distantes, aumentando a pressão nos poros e reduzindo o esforço efetivo necessário à ruptura.

5.6. Outros elementos concentradores de esforços

Estudos recentes têm enfatizado que, além da hipótese da zona de fraqueza pré-existente, outros elementos que concentram esforços nas suas vizinhanças desempenham papel importante. Gangopadhyay e Talwani, (2003) fizeram uma excelente revisão de modelos de sismicidade intraplaca, a partir da análise e integração de dados geológicos, geofísicos e sismológicos em ICEs, usando 39 estudos de casos de terremotos intraplacas, inclusive no Brasil (terremotos de Codajás, de 5/08/1983 e de Manaus, de 13/12/1963), que aconteceram no meio do *rift* do Amazonas. Identificaram características que podem explicar a causa de terremotos intraplacas. Esta análise, integrada com modelos analíticos de intersecção de falhas, plutons e *rift pillows* (Talwani, 1999; Gangopadhyay e Talwani, 2005), permitiram aos autores identificar as seguintes características comuns a gênese de terremotos intraplacas:

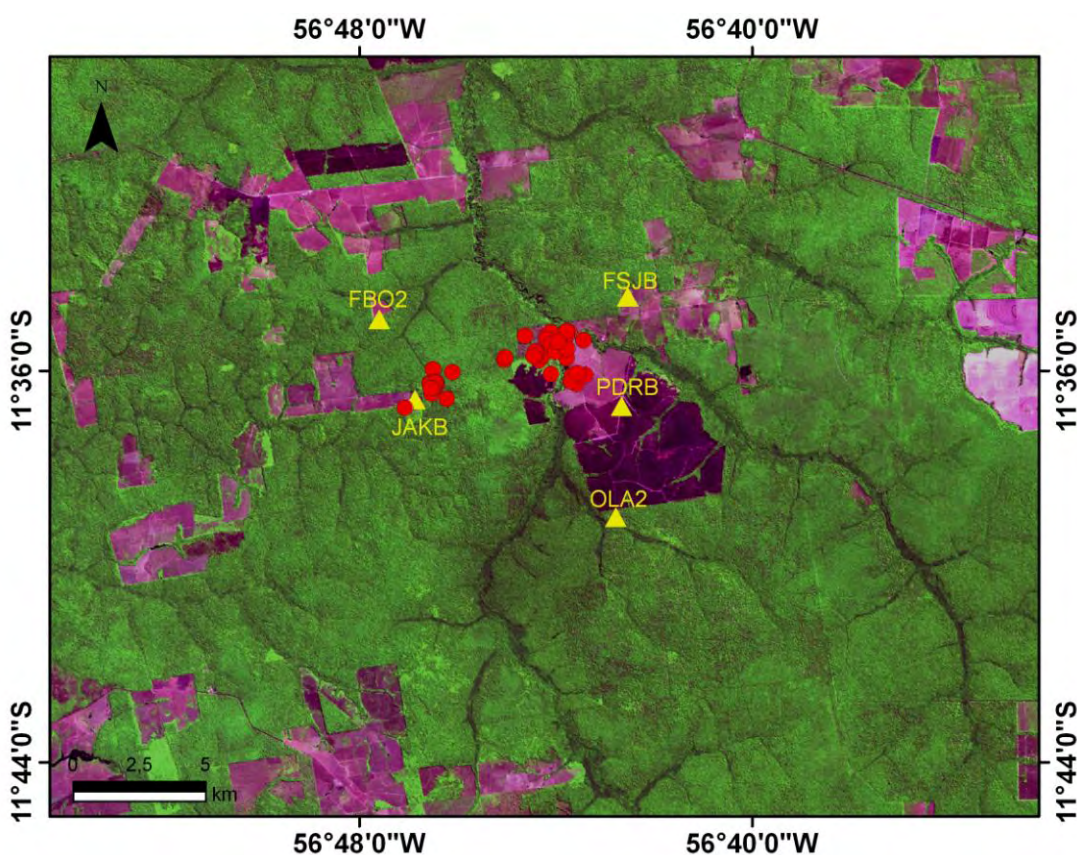


Fig. 5.4 - Imagem Landsat TM, com a distribuição epicentral de 44 eventos da sequência de 2005, localizados com dados de quatro e cinco estações (triângulos amarelos) da rede de 2005.

- a) Terremotos intraplacas ocorrem na crosta, em zonas de fraquezas pré-existentes, sendo as mais comuns localizadas em áreas de *rifts* abortados, de acordo com as sugestões originais de Johnston *et al.*, 1994;
- b) O acúmulo de esforços, bem como da deformação resultante, ocorrem em resposta às forças de placas tectônicas atuando dentro de um volume localizado em um ou mais dos seguintes concentradores de esforços, curvas ou intersecções de falhas, plutons e *rifts pillows*;
- c) Uma das falhas que se intersectam é bem mais extensa do que a outra e está favoravelmente orientada em relação ao esforço máximo principal, de modo a favorecer o falhamento ou ruptura;
- d) Grandes terremotos intraplacas ($M \geq 7.0$), associados com intersecção e plutons ocorrem na crosta superior ($H \leq 15$ km) enquanto que aqueles associados com *rift pillows* ocorrem no meio da crosta ($H \geq 15$ km). Neste caso estão os terremotos de Codajás ($5.5 m_b$, MMI VII, de 5/08/1983 e profundidade de 23 km) (Assumpção, *et al.* 1983; Assumpção e Suarez, 1988) e de Manaus ($5.1 m_b$, MMI V, de 13/12/1963 e profundidade de 43 km), o foco mais profundo de terremotos intraplaca no Brasil (Assumpção e Suarez, 1988);
- e) Terremotos intraplacas não associados a *rifts* ocorrem somente no embasamento pré-cambriano, por ser mais antigo e mais frio. Rochas do embasamento pré-cambriano apresentam comportamento rúptil;
- f) O tempo de recorrência de grandes terremotos intraplacas em interiores de *rifts* abortados são menores do que aqueles de terremotos intraplacas não associados a *rifts*.

A síntese desse importante trabalho é que qualquer modelo mecânico proposto para explicar a geração de terremotos intraplacas deve levar em consideração as características acima.

A grande dificuldade para explicar os terremotos intraplacas está no fato de que não se consegue, na maioria das vezes, associá-los com nenhum falhamento superficial, além de raramente deixarem expressão na superfície. O terremoto de 10 de março de 1998 ($5,2 m_b$) na ZSPG não apresentou ruptura superficial. Em outros casos, existem os falhamentos e as zonas de fraquezas (*rifts* abortados) sem, no entanto apresentarem nenhuma sismicidade. Portanto, é difícil elaborar modelos para explicar a causa e natureza dos terremotos intraplacas, considerando as dificuldades de identificar estruturas geológicas sismogênicas. Dessa forma, as zonas de fontes sísmicas potenciais têm que ser identificadas por meios indiretos.

O modelo de zona de fraqueza é comum a todos os modelos propostos para explicar sismicidade intraplaca, ou seja, sismos intraplaca em interiores continentais estáveis acontecem a profundidades crustais e quase sempre pela reativação de zonas de fraquezas pré-existentes, em resposta a um campo de esforços ambiente, adequadamente orientado em relação à fonte sismogênica. Estas zonas de fraqueza variam enormemente e podem ser identificadas por uma combinação de investigações geofísicas, geológicas e sísmicas. Talwani (1989) fez uma boa síntese sobre os métodos de identificação de zonas de fraquezas.

5.7. Identificação de zonas de fraqueza pré-existent

Como os terremotos intraplacas, na maioria das vezes, não deixam expressões na superfície, devem ser procurados em subsuperfície limites de blocos crustais profundos, que normalmente estão sob uma cobertura sedimentar ou sob terrenos alóctones (Talwani, 1989). Neste caso, uma variedade de dados tem se mostrado útil na identificação dessas zonas de fraquezas, incluindo dados de campos potenciais, mapas de imagem satélite e de radar, vários dados geológicos e sismológicos. Algumas características úteis desses dados estão listadas abaixo:

(i) Características observadas em mapas de anomalias gravimétricas e magnéticas:

Lineamentos em mapas de anomalias gravimétricas e magnéticas; *offsets* de gravidade, altos e baixos magnéticos através de alinhamentos; alinhamentos gravimétricos e magnéticos altos e localmente separados; presença (ou ausência) das características mencionadas acima em mapas de anomalias gravimétricas e magnéticas filtradas em diferentes comprimentos de onda.

(ii) Lineamentos em mapas topográficos, de imagem de satélite e de radar

(iii) Características geológicas:

Zonas de intensa atividade de dique; zonas de rochas fraturadas e abertura de brechas; zonas de mineralização hidrotermal; limites de terreno; zonas de sutura; corroboração de feições identificadas em dados de campos potenciais com *offsets* em estratos sedimentares rasos, encontrados por perfuração.

(iv) Características sismológicas:

Os epicentros devem estar alinhados segundo a orientação da falha determinada a partir do estudo de mecanismo focal. Esses lineamentos devem coincidir com planos e/ou feições inferidas a partir de mapas geofísicos.

5.8. Modelo explicativo da sismicidade na ZSPG

Explicar a sismicidade da ZSPG à luz dos modelos propostos de sismicidade intraplaca apenas com os dados disponíveis é uma tarefa extremamente difícil, pois não existem, para a área de estudo, dados de mapeamento geológico de precisão e os levantamentos geofísicos até então realizados são de escala regional. Além disso, não se teve acesso a esses dados geofísicos para efetuar qualquer tipo de processamento. Entretanto, seguindo a linha de evidências proposta por Talwani (1989), para se identificar zonas de fraquezas, da seção anterior, apresentamos e discutimos os dados geológicos, geofísicos e sísmicos da área de estudo para tentar identificar alguma feição geológica que possa ser associada com a sismicidade da ZSPG.

Partindo-se dos dados sísmicos, os mais confiáveis, é possível notar um perfeito alinhamento sísmico na Fig. 5.2, claramente concordante com um dos planos nodais das soluções de mecanismos

focais determinadas para as seqüências de 2005 e de 1998, com orientação ENE. Isto é fato. Portanto, buscaremos nos demais dados, informações que corroborem essas evidências, que nos parecem contundentes.

Na Fig. 5.1 também são claros os fortes lineamentos gravimétricos presentes na área de estudo. Entretanto, esses não se correlacionam com a falha sismogênica de Porto dos Gaúchos (que denominaremos de Falha do Batelão), indicada na Fig. 5.2, na medida em que são ortogonais a esta.

No mapa da Fig. 5.3 (Bahia *et al.*, 2007), observa-se uma clara correlação entre o traço da falha, indicado na Fig. 5.2, e o prolongamento para SW de um alinhamento magnético (campo total), indicado nessa figura, o qual é coincidente com o lineamento geológico indicado na Fig. 5.5 (Leite e Saes, 2003).

Na Fig. 5.6, mapa aeromagnético da porção central da Bacia dos Parecis, campo residual (CPRM, 2004), também são claros os alinhamentos magnéticos paralelos à ZSPG. Existe um que cruza exatamente a falha do Batelão, indicada pela estrela superior. A estrela inferior, epicentro do terremoto da Serra do Tombador, também é cruzada por outro lineamento, que pode ser consistente com um dos planos nodais da solução de mecanismo focal determinada por Mendiguren

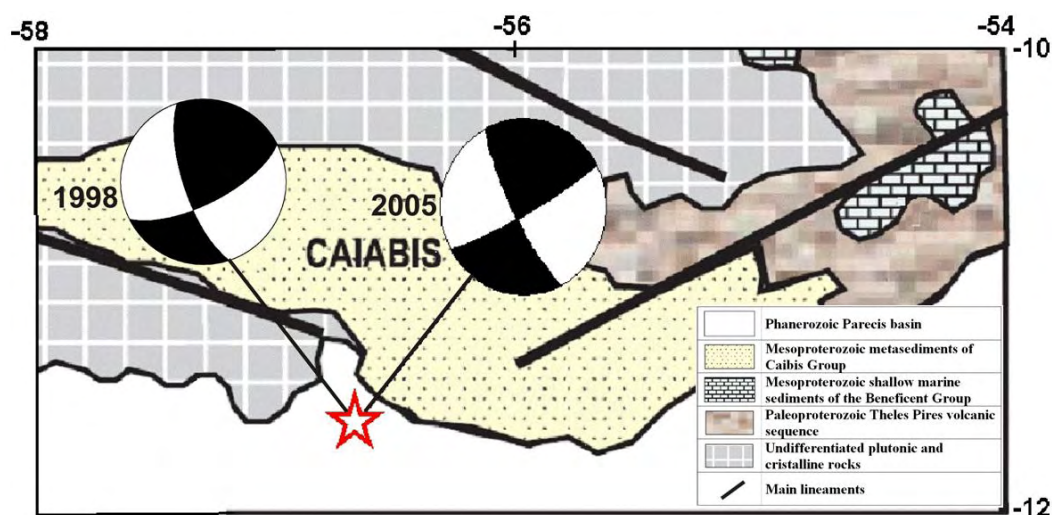


Fig.5.5. - Mapa geológico simplificado do Graben dos Caiabis e áreas vizinhas, conforme legenda (modificado de Leite e Saes, 2003). A estrela indica os epicentros dos terremotos de 1998/2005. Os mecanismos focais são os mesmos indicados nas Figs. 5.1 e 5.2. Note o lineamento WSW-ENE que cruza a parte mais profunda do graben e tem a mesma orientação do plano de falha dos terremotos de 1998/2005.

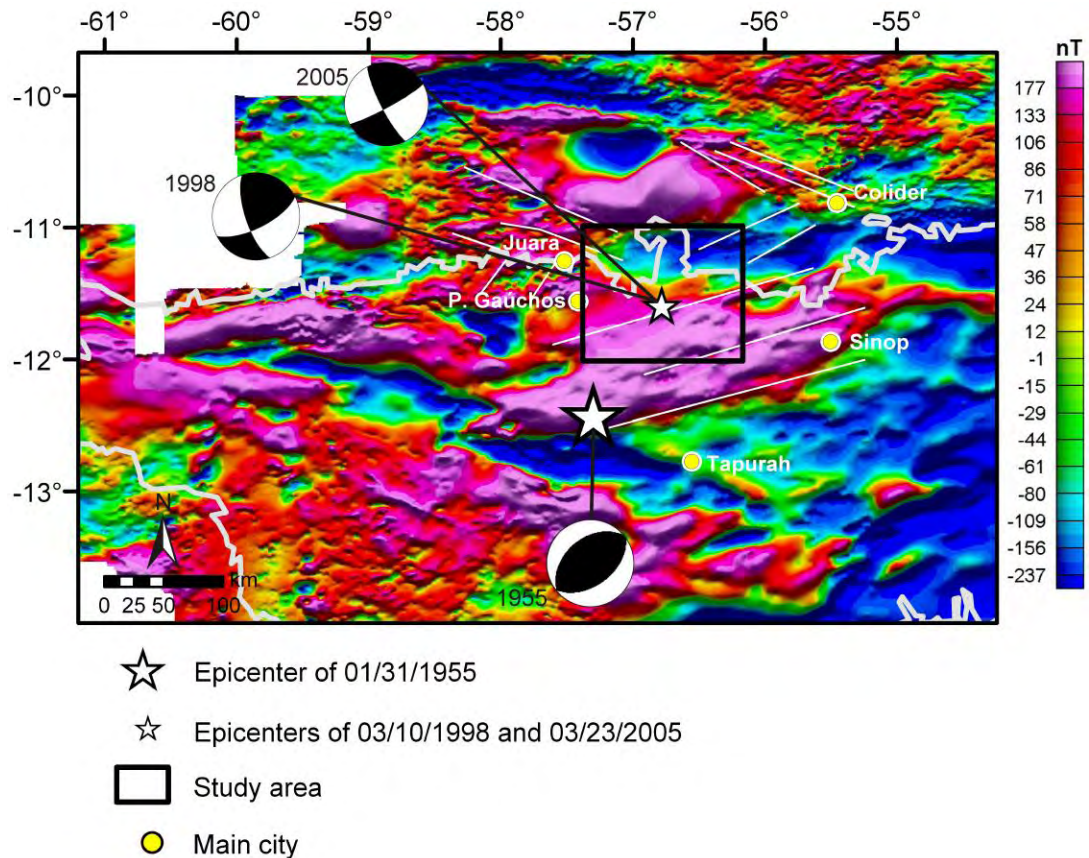


Fig. 5.6 - Anomalias aeromagnéticas do campo residual (CPRM, 2004) na parte central da Bacia dos Parecis (as áreas em branco não foram cobertas pelo levantamento). Note os lineamentos de baixos comprimentos de onda, com orientação WSW-ENE, paralelos a um dos planos nodais mostrado no diagrama de mecanismo focal para as seqüências de 1998 e de 2005 (Barros et al., 2009a).

e Richter (1978), direção de 53°, considerando a incerteza dessa solução. Os lineamentos magnéticos dessa figura são consistentes com as direções de ambos os falhamentos.

A Fig.5.7 é uma imagem SRTM (resolução 90 m) da área de estudo. A linha preta indica, aproximadamente, o traço da falha, desenhado a partir dos cinco melhores epicentros (círculos vermelhos) da seqüência de 2005 e de informações dos mecanismos focais composto.

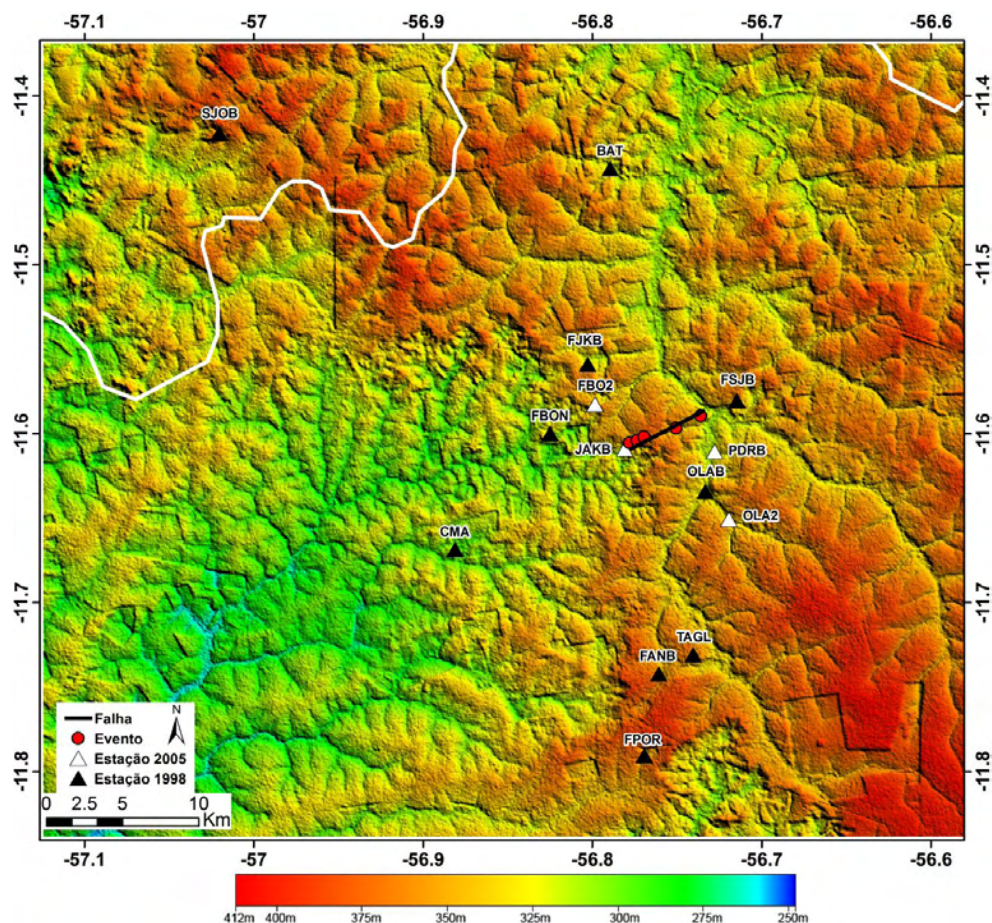


Fig. 5.7 - Imagem SRTM (resolução 90m) da área de estudo. A linha branca contínua indica o limite da bacia com o craton, os triângulos pretos as estações da rede de 1998-2002 e os brancos as estações da rede de 2005. A estação FSJB pertence às duas redes sismográficas. A linha preta indica, aproximadamente, o traço da falha, desenhado a partir dos cinco melhores epicentros, indicados na figura, da seqüência de 2005 e dos resultados de mecanismos focal compostos.

Nos mapas das figuras 5.8 e 5.9 são apresentados, respectivamente, a imagem Landsat (ETM, RGB, 742) e a carta de radar (1:250 000) da área da Fig. 7.

A Fig. 5.10 mostra os principais lineamentos extraídos da compilação das imagens de SRTM (Fig. 5.7), Landsat ETM (Fig. 5.8) e Radar (Fig. 5.9). Pode se observar quatro principais famílias de lineamentos: a primeira, com maior ocorrência na parte NW da área, possui orientação aproximada NW-SE; a segunda e terceira possuem, respectivamente, orientações preferenciais NS e EW, são raramente encontradas e não possuem grande representatividade; a quarta família tem orientação preferencial NE-SW, ocorre de forma dispersa por toda a área e com lineamentos de pequenas extensões. Esta última é concordante com a falha sismogênica do Batelão.

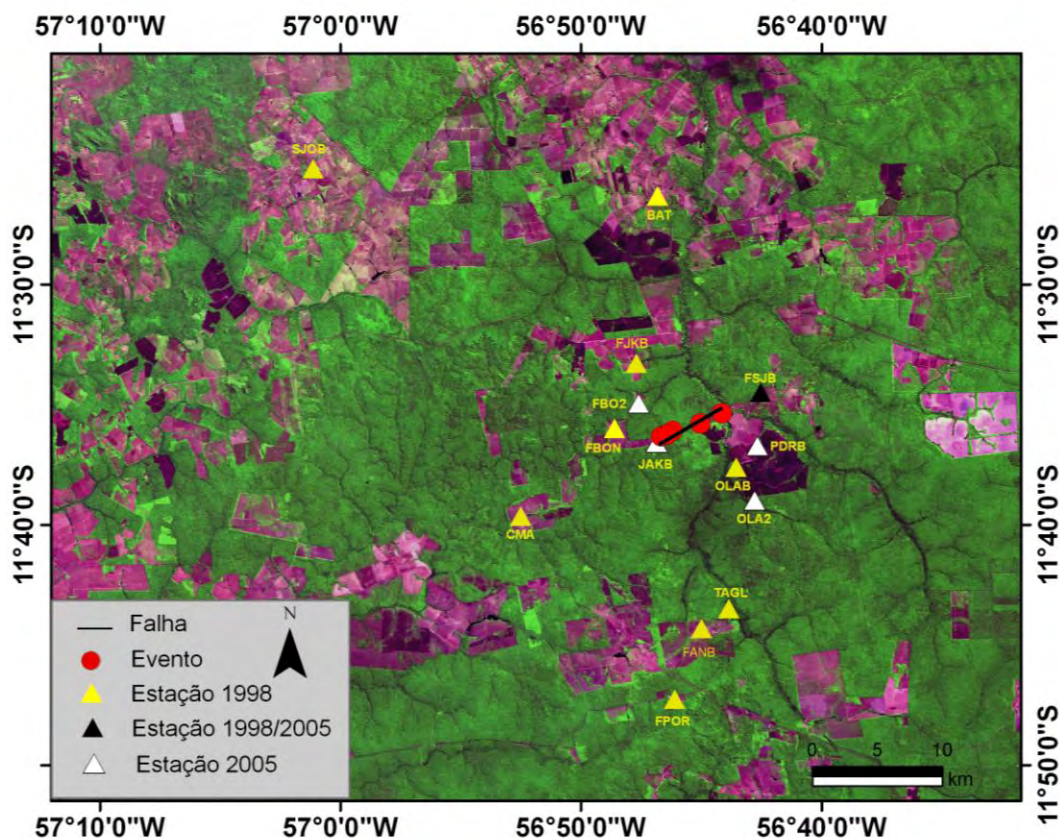


Fig.5.8 - Imagem Landsat ETM, RGB 742, da área de estudo. Os triângulos pretos indicam as estações da rede de 1998-2002 e os brancos as estações da rede de 2005. A estação FSJB pertence às duas redes sismográficas. A linha preta reta indica o traço da falha, desenhado a partir dos cinco melhores epicentros da seqüência de 2005 (indicados na Fig.5.2) e de mecanismos focais compostos.

5.9. Conclusões

A explicação de todos os terremotos intraplacas permanece ainda como um desafio para os sismólogos, porque, na maioria das vezes, não é possível associá-los com qualquer estrutura geológica identificada na superfície ou em profundidades, mesmo com o emprego de várias técnicas geofísicas, geológicas e sismológicas. O caso da ZSPG não é diferente: o graben principal e o sistema de altos e baixos do embasamento presente na Bacia dos Parecis não parecem estar diretamente relacionados com a sismicidade recorrente observada na área desde 1959. Enquanto o sistema de altos e baixos está alinhado na direção WNW-ESE (Braga e Siqueira, 1996; Bahia *et al.*, 2007), os mecanismos focais compostos determinados para as seqüências sísmicas de 1998 e de 2005 (Barros *et al.*, 2009a) indicam que, em ambos os casos, o falhamento é de rejeito direcional, com pequena componente inversa, orientado na direção (WSW-ENE), quase perpendicular ao sistema de altos e baixos. Embora não seja encontrada uma correlação direta entre a sismicidade na ZSPG e o Graben dos Caiabis, a tensão horizontal máxima (SHmax) tem direção E-W, consistente com a direção dos esforços esperados a partir de modelos teóricos propostos por diferentes autores.

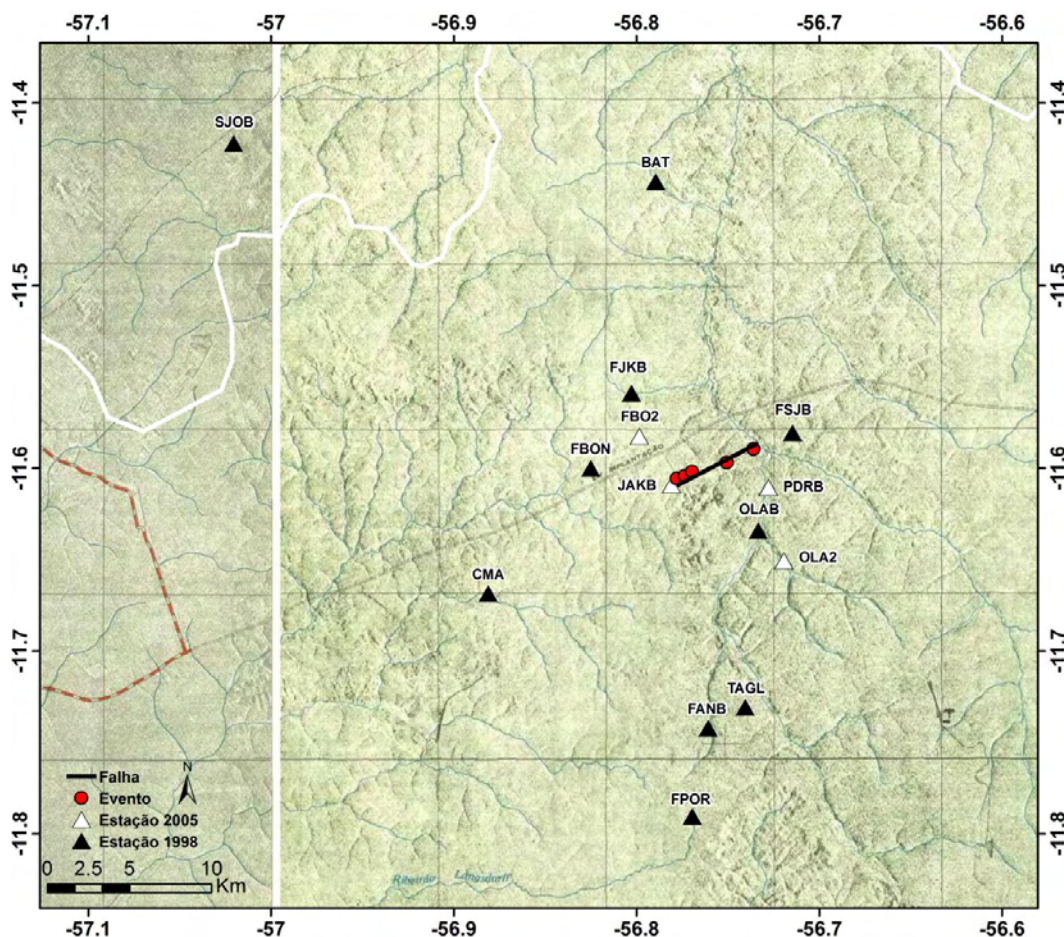


Fig. 5.9 - Carta de radar 1:250 000 (Projeto Radam Brasil). A linha branca indica o limite da bacia com o craton, os triângulos pretos as estações da rede de 1998-2002 e os brancos as estações da rede de 2005. A estação FSJB pertence às duas redes sismográficas. A linha preta indica, aproximadamente, o traço da falha, desenhado a partir dos cinco melhores epicentros da seqüência de 2005 (indicados na figura por círculos vermelhos) e dos respectivos resultados de mecanismos focal composto.

Apesar da aparente segurança quanto aos eventos sísmicos em regiões intraplaca, como é o caso do Brasil, deve-se lembrar que as causas de tais eventos não são bem compreendidas. Os sismos intraplaca ocorrem em zonas de fraqueza crustal pré-existent, em decorrência da acumulação de esforços, adequadamente orientados em relação à estrutura sismogênica. São cíclicos, com longo tempo de recorrência e dificilmente podem ser associados a feições superficiais como falhas e rupturas. Portanto, há sempre a possibilidade de existirem em regiões intraplaca falhas ativas, não identificadas, e com potencial sismogênico, pois *"Intraplate Earthquakes Know no Boundaries"*; podem acontecer em qualquer lugar. Veja, por exemplo, o caso de Caraíbas/Itacarambi, onde um terremoto de magnitude moderada (Chimpliganond *et al.*, 2009) aconteceu no meio do Craton do São Francisco, em um lugar onde não se conhecia nenhuma sismicidade prévia. Portanto, o estudo e monitoramento desses eventos e a determinação dos esforços e deformações resultantes no interior da placa são as únicas ferramentas que podemos dispor para avaliação de risco sísmico nessas áreas.

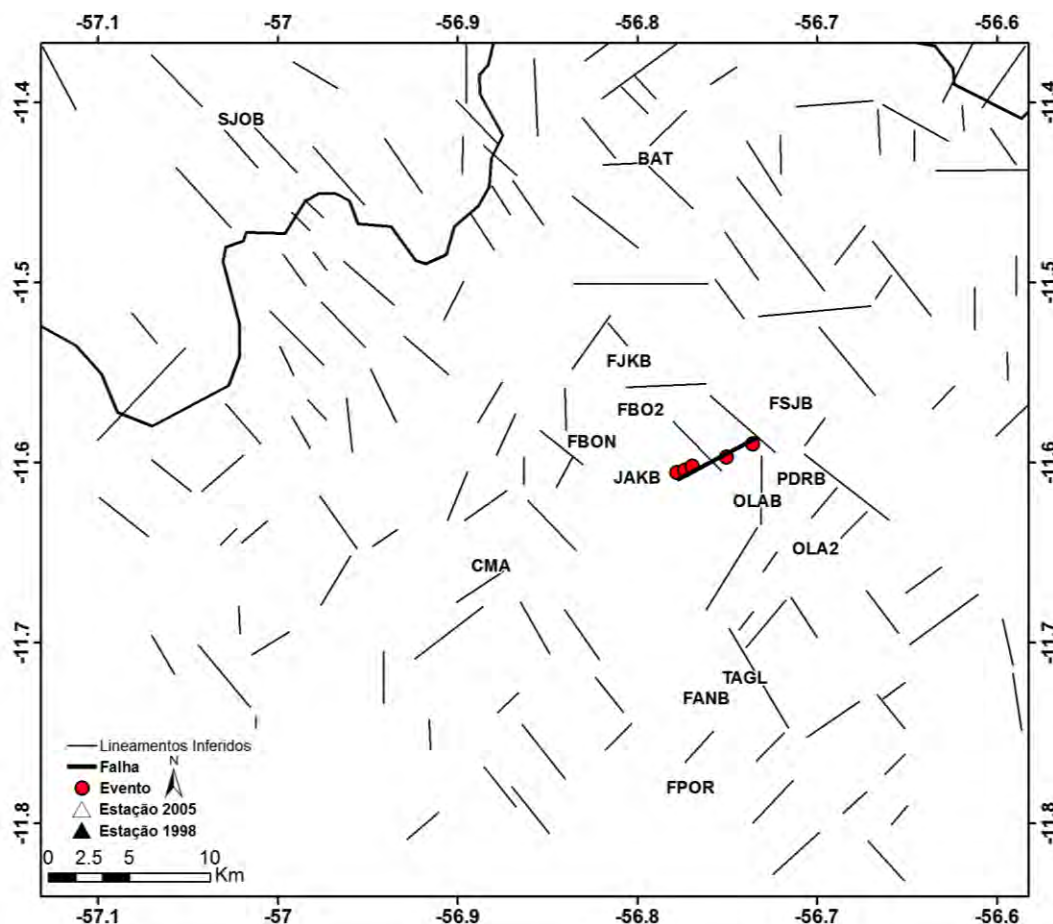


Fig. 5.10 – Principais lineamentos inferidos a partir das imagens radar (Projeto Radam Brasil), Landsat ETM e SRTM. É possível identificar quatro famílias de lineamentos: NE-SW, NW-SE, EW e NS, com predominância para os lineamentos NW-SE, perpendiculares à falha.

O cenário de perigo sísmico representado pelo mapa da Fig. 1.3, sobre as populações que passaram a habitar a região, após o terremoto de 1955, além dos efeitos de amplificação das ondas sísmicas nos sedimentos da bacia (Barros e Assumpção, 2009), deve representar uma ferramenta para melhorar o nível de preparação e contribuir para o estabelecimento de políticas de prevenção contra terremotos em áreas sísmicas povoadas. Entretanto, os resultados dos estudos recentes de Calais e Stein (2009); Stein *et al.* (2009); Li *et al.* (2009), Stein e Liu, (2009) e (Stein, 2007) desenham um novo cenário, com reflexos profundos na análise de perigo sísmico, particularmente com relação à possibilidade de migração das fontes de grandes terremotos intraplacas. Não considerando a possibilidade de erro na localização do terremoto da Serra do Tombador, a sua ocorrência isolada, sob a ótica desses novos estudos, nos levaria a pensar que a ZSPG foi ativada pelos esforços liberados pelo terremoto de 1955 e que a falha sismogênica da Serra do Tombador teria fechado um ciclo da atividade. Daí a sua quiescência sísmica. Entretanto, outros estudos são necessários para comprovar esta hipótese, como por exemplo, a medida da taxa de deformação na área e comprovação do epicentro do terremoto da serra do Tombador. Por outro lado, em se tratando de sismicidade intraplaca, o que é válido para a ZSNM pode não ser válido para outras zonas sísmicas importantes, com a ZSPG.

Mesmo não se conseguindo associar diretamente a ZSPG com qualquer feição geológica presente na área, o fato de existirem grandes anomalias gravimétricas e magnéticas na área de estudo indica que existem inomogeneidades locais de massa, que são fontes de esforços e que podem estar contribuindo para a sismicidade da ZSPG. De qualquer forma, este trabalho contribui para aumentar as estatísticas de sismos intraplacas de magnitudes moderadas não associados diretamente a áreas que sofreram estiramento prévio.

5.10. Recomendações de estudos futuros

Considerando-se o potencial sismogênico da ZSBP (ST + PGSZ) e as dificuldades de se explicar sua origem, particularmente por insuficiência de dados geológicos, geofísicos e sísmicos de boa qualidade, sugerimos:

1. A continuidade do monitoramento sísmico da área, com uma rede sismográfica móvel, com três objetivos:
 - a. Monitorar atividade sísmica na ZSPG, com localizações mais precisas;
 - b. Melhor definir as espessuras dos sedimentos em volta do alto do embasamento na estação PDRB, com aplicação da técnica FR aos dados de sismos locais da atividade de réplicas atualmente em curso;
 - c. Monitorar possíveis eventos próximos da Serra do Tombador. No caso seria necessário instalar uma estação próxima da ST.
2. Realizar mapeamento geológico em maior detalhe da área;
3. Instalar uma rede GPS, para medidas de deformações na ZSBP;
4. Realizar levantamentos sísmicos (refração e reflexão) para melhorar o conhecimento da estrutura crustal na área;
5. Realizar levantamentos gravimétrico de detalhe;
6. Concluir os estudos de fontes sísmicas, com vistas à análise (determinística) do perigo sísmico no centro-norte da Bacia dos parecis;
7. Continuar os estudos de função do receptor, com dados telessísmicos, com vistas à determinação da espessura da descontinuidade da Moho embaixo das estações de banda larga da rede sismográfica de Porto dos Gaúchos.

5.11. Referências

- Al-Heety, E.A.M., 2005. Historical seismicity of the Stable Continental Regions (SCRs) in the Arabian Plate (Preliminary Study), MESF Cyber Journal of Earth Science, Vol. 3, 24-41 <http://www.meseisforum.net>.
- Assumpção, M., 1992. The regional intraplate stress field in South America. *J. Geophys. Res.* 97, vol. B8. 11, 11889-11903.
- Assumpção, M., Schimmel, M., Escalante, C., Barbosa, J.R., Rocha, M., Barros, L.V., 2004. Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spot. *Geophys. J. Int.* 159, 390–399.
- Assumpção, M. & Suarez, G., 1988. Source Mechanisms of Moderate Size Earthquakes and Stress Orientation in Mid-Plate South America. *Geophysical Journal*, 92 p.253-267.
- Assumpção, M., Ortega, R. e Berrocal, J., Veloso, J.A.V., 1983. O sismo de Codajás/AM, Revista Brasileira de Geofísica. Vol. 2, 39-44.
- Bahia, R.B.C., Martins-Neto, M.A., Barbosa, M.S.C., Pedreira, A.J., 2007. Análise da evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis através de métodos potenciais. *Rev. Bras. Geociências* 37 (4), 639–649.
- Barros, L.V., Assumpção, M. 2009. Basement depths in the Parecis basin (Amazon), with receiver functions from small local earthquakes in Porto dos Gaúchos seismic zone. Submitted to *Journal of South American Earth Sciences*.
- Barros, L.V., Assumpção, M., Quintero, R. ; Caixeta, D., 2009a. The intraplate Porto dos Gaúchos seismic zone in the Amazon craton Brazil. *Tectonophysics (Amsterdam)*, v. 469, p. 37-47.
- Barros, L.V., Assumpção, M., Quintero, R., and Ferreira, V.M. 2009b. Coda wave attenuation in the Parecis basin, Amazon craton – Brazil: sensitivity to basement depths, submitted to *Journal of Seismology*, on August 10, 2009.
- Barros, L.V., Rancan, C.C., 2004. Estudos crustais na área sismogênica de Porto dos Gaúchos/MT, baseados em sísmica de refração e função do receptor. 1º Simp. Regional de Geofísica, Braz. Soc of Geophysics - SBGf, São Paulo/SP, 26-28 Sept/2004, 4pp.
- Braga, L.F.S., Siqueira, L.P., 1996. Three dimensional gravity modeling of the basement topography beneath Parecis Basin, Brazil, constrained by spectral estimates of depth to magnetic sources. 5th Latin American Petroleum Congress, Rio de Janeiro, Brazil, 8p.

- Calais, E. e Stein, S., 2009. Time-variable deformation in the New Madrid seismic zone. *Science*, Vol.323, 1442.
- Campbell, D.L., 1978. Investigation of the stress-concentration mechanism for intraplate earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* 5, 477–479.
- Chimpliganond, C.N., Assumpção, M., Von Huelsen, M., França, G.S., 2009. The intracratonic Caraiabas-Itacarambi earthquake of December 09, 2007 (4.9 m_b), Minas Gerais State, Brazil. Submitted to *Tectonophysics* <[doi:10.1016/j.tecto.2009.09.016](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.09.016)>.
- Coblentz, D.D. & Richardson, R.M., 1996. Analysis of the South American intraplate stress field. *J. Geophys. Res.*, Vol. 101, No. B4, 8643-8657.
- Colonizadora Nordeste Mato-grossense Arinos, 1959. Relatório Técnico nº 54, fevereiro de 1959.
- Constain, J.K., 2008. Intraplate seismicity, hydroseismicity, and predictions in hindsight. *Seism. Res. Lett.*, Vol. 79, Nº 4, 578-589.
- Constain, J.K., Bollinger, G.A. e Speer, J.A., 1987. Hydroseismicity: A hypothesis for the role of water in the generation of intraplate seismicity. *Seism. Res. Lett.* 58, 41-64.
- Christensen, N.I. e Mooney, W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of continental crust: A global view. *J. Geophys. Res.*, Vol. 100, Nº B7, 9761-9788.
- CPRM, 2004. Brazilian Geological Survey. Geological Map of Brazil, scale 1:1,000,000, Geographic Information System, 2004. 41 CD Rom.
- Gangopadhyay, A., Talwani, P., 2003. Symptomatic features of intraplate earthquakes. *Seism. Res. Lett.* 74, 863–883.
- Gangopadhyay, A., Talwani, P., 2005. Fault intersections and intraplate seismicity in Charleston, South Caroline: Insights from a 2-D numerical model, *Current Science*, Vol. 88, Nº 10, 1609-1616.
- Gibson, G., 2009. Characteristics of Australian Earthquakes. IASPEI Assembly, Cape Town, South Africa, Abstract.
- Johnston, A.C., 1989. The seismicity of stable continental interiors. In: *Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Post-Glacial Rebound*. S. Gregersen and P.W. Basham (eds), Kluwer, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 299–327.
- Johnston, A.C., 1996. Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions – I. Instrumental Seismicity, *Geophys. J. Int.* 125, 639-678.

- Johnston, A.C., Schweig, E.S., 1996. The enigma of the New Madrid earthquakes of 1811-1812. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 24: 339-384.
- Johnston, A.C., Kanter, L.R., 1990. Earthquakes in stable continental crust. *Sci. Am.* 262, 68-75.
- Johnston, A.C., Coppersmith, K.L.R., Cornell, C.A., 1994. In: Schneider, F.F. (Ed.). The earthquake of stable continental regions: Assessment of large earthquake Potential. Electric Power Res. Instit. (EPRI), Palo Alto, CA. TR-102261, Col.1-5.
- Kayal, J.R., 2009. Recent large stable continental earthquakes in India, IASPEI Assembly, Cape Town, South Africa, Abstract.
- Kenner, S.J., Segal, P., 2000. A mechanical model for intraplate earthquakes: Application to the New Madrid Seismic Zone. *Science*, Vol. 289 (5488), 2329–2332.
- Leite, J.A., Saes, G.S., 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detriticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares Proterozóicas do sudeste do Cráton Amazônico. *Rev. do Instituto de Geociências da USP, São Paulo*, 3, 113-127.
- Li, Q., Liu, M., e Stein, S., 2009. Spatiotemporal complexity of continental intraplate seismicity: insights from geodynamic modeling and implications for seismic hazard estimation. *Bull. Seism. Am.*, Vol. 99, nº 1, 52-60.
- Liu, L., 2001. Stable Continental Region Earthquakes in South China, *Pure and Applied Geophysics*, 158, 1583-1611.
- Liu, L., Zoback, M.D., 1997. Lithospheric strength and intraplate in the New Madrid seismic zone. *Tectonics* 16, 585-595.
- Mazzotti, S., James, S., Henton, J., Adms, J., 2005. GPS crustal strain, postglacial rebound and seismic hazard in eastern North America: The Saint Lawrence valley example. *J. Geophys. Res.*, Vol. 110, B11301.
- Meijer, P. TH. E Wortel, M.J.R., 1992. The Dynamics of Motion of the South American Plate, *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, Nº B8, 11915-11931.
- Mendiguren, J.A. e Richter, F.M., 1978. On the origin of compressional intraplate stresses in South America. *Phys. Earth Planet Inter.* v. 16, 318-326.
- Sbar, M.L., Sykes, L.R., 1973. Contemporary compressive stress and seismicity in eastern North America: an example of intraplate tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 1861-1882.
- Schulte, S.M., Mooney, W.D., 2005. An updated global earthquake catalogue for stable continental regions: reassessing the correlation with ancient rifts. *Geophys. J. Int.* 161, 707–721.

- Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A., 2001. Riffs of the world, in, mantle plumes. Their identification through time. In: Ernst, R.E., Buchan, K.L. (Eds.), Special paper, vol. 352. Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 389–482.
- Simpson, D.W., 1976. Seismicity changes associated with reservoir loading. *Engineering Geology*, Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 123-150.
- Stein, S., 2007. Approaches to continental intraplate earthquake issues, Special Paper 425, the Geological Society of America, 16p.
- Stein, S., Liu, M., 2009. Long aftershock sequences within continents and implications for earthquake hazard assessment. Submitted to Nature.
- Stein, S., Liu, M., Calais, E. e Li, K., 2009. Mid-continent earthquakes as a complex system. *Seismol. Res. Lett.*, Vol. 80, Nº 4, 551-553.
- Stevenson, D., Gangopadhyay, A. Talwani, P., 2006. Booming plutons: Source of microearthquakes in South Carolina, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 33, L03316.
- Sykes, L.R., 1978. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zone of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Rev. Geophys.* 16(4), 621-688.
- Talwani, P., 1989. Characteristic features of intraplate earthquakes and the models proposed to explain them. In: Gregersen, S., Basham, P.W. (Eds.), *Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Post-Glacial Rebound*. Kluwer, Dordrecht, 289–297.
- Talwani, P., 1999. Fault geometry and earthquakes in continental interiors. *Tectonophysics* 305, 371–379.
- Talwani, P., Rajendran, K., 1991. Some seismological and geometric features of intraplate earthquakes. *Tectonophysics* 186, 19–41.
- Talwani, P. e Acree, S.D., 1985. Pore pressure diffusion and the mechanism of reservoir-induced seismicity, *J. Pure and Applied Geophysics*, 122, 947-965.
- Zoback, M. L. 1992. Stress field constraints on intraplate seismicity in eastern North America, *J. Geophys. Res.*, 97, 11,761– 11,782.
- Zoback, M.L., Richardson, R.M., 1996. Stress perturbation associated with the Amazonas *and other ancient continental rifts*. *J. Geophys. Res., B, Solid Earth Planets* 101 (3), 5459–5475.

Anexo A: Aquisição e preparação dos dados - Metodologia

A.1. Introdução

Os dados sísmicos usados nesta tese provêm basicamente de duas fontes: a primeira, apresentada no capítulo 1, constitui o catálogo sísmico brasileiro. A segunda corresponde à base de dados de Porto dos Gaúchos/MT e Juara (PGJUA), formada com os registros sísmicos obtidos em duas ocasiões diferentes: de março de 1998 a dezembro de 2002 e de março de 2005 a agosto de 2009. Na primeira, foram coletados dados de 2.524 eventos sísmicos, detectados por uma rede sismográfica local instalada na região de Porto dos Gaúchos e Juara, após a ocorrência do sismo de 5,2 m_b , em 10/03/98 (Barros & Marza, 1998; Marza *et al.*, 1999; Barros e Caixeta, 2003). Na segunda, foram coletados dados de cerca de 4500 eventos sísmicos, por uma rede sismográfica local de cinco estações tri axiais, instaladas na ZSPG, após a ocorrência do sismo de 5.0 m_b , em 23 de março de 2005.

Os dados adquiridos no campo, por diferentes sistemas sismográficos, foram transferidos para o computador, pré-processados e inseridos na Base de Dados do Sistema SEISAN - *The Earthquake Seismic Analysis* (Havskov & Ottemöller, 2008).

Neste anexo é apresentada a metodologia adotada na aquisição (etapa de campo) e preparação (etapa de laboratório) dos dados para inserção no Sistema SEISAN, em cujo ambiente foram analisados.

A.2. Aquisição dos dados

Os dados foram adquiridos em duas campanhas de campo. Na primeira utilizaram-se sismógrafos analógicos e digitais, de componente vertical, triaxial de período curto (SP) e de banda larga (BB). Na segunda, usaram-se apenas sismógrafos digitais, triaxiais (SP) e (BB). A frequência de amostragem foi 100 sps (*dataloggers* Orion e Reftek) e de 20 e 100 sps no *Datalogger* Quanterra, para gravação contínua e por *trigger*, respectivamente. Na seqüência descreveremos as duas redes sismográficas utilizadas.

A.2.1. Rede Sismográfica Local de Porto dos Gaúchos e Juara (RSLPG) -1998 a 2002

A Rede Sismográfica foi instalada a partir de 13 de março de 1998 (estação JUA1), após a ocorrência do sismo principal ($m_b = 5,2$), em 10 de março do mesmo ano, e operou até 13 de dezembro de 2002, quando foi parcialmente desativada caracterizando-se, portanto, como uma rede "aftershock", destinada ao monitoramento da atividade de réplicas na área sísmica de Porto dos Gaúchos.

A Figura A.1 mostra a distribuição geográfica das estações da RSLPG e a Tabela A.1 resume as características dos sismógrafos utilizados. Como se pode notar, as estações não apresentam uma distribuição espacial uniforme, devido, fundamentalmente, à dificuldade de acesso e à falta de locais apropriados à instalação de estações, pois a região está, em sua grande parte, recoberta pela floresta amazônica.

É importante salientar que, apesar do grande número de estações relacionadas na Tabela A.1, nem todas operaram simultaneamente, pois os locais das estações mudaram de acordo com a evolução dos estudos; algumas estações foram desativadas, remanejadas e outras tiveram seus equipamentos

substituídos, recebendo uma nova denominação, de modo que o seu código de identificação contemplasse as características do novo instrumental, verificando-se inclusive a utilização, em um mesmo ponto, de sismógrafos diferentes ao longo do tempo, às vezes dois sismógrafos (um analógico e outro digital) operando simultaneamente. São os casos das estações FSJ/FSJB, JOA/SJOB, BAT/BATB, CMA/CMAB, onde “B”, no final do código de identificação da estação, denota banda larga, significando algum tipo de *datalogger* acoplado ao sismômetro de banda larga, CMG - 40T, da GURALP. Isto pode ser visto observando-se as coordenadas das estações, na Tabela A.1, onde estações com nomes diferentes possuem as mesmas coordenadas. O número máximo de estações que operaram simultaneamente foi de nove, no período de realização das duas explosões de calibração, entre 6 e 13 de dezembro de 2002, oito digitais e uma analógica.

A operação da RSLPG foi feita por técnicos do SIS/UnB, em visita a todas as estações a cada um, dois ou até três meses de intervalo entre uma visita e outra. As trocas dos sismogramas analógicos foram efetuadas por pessoas da região.

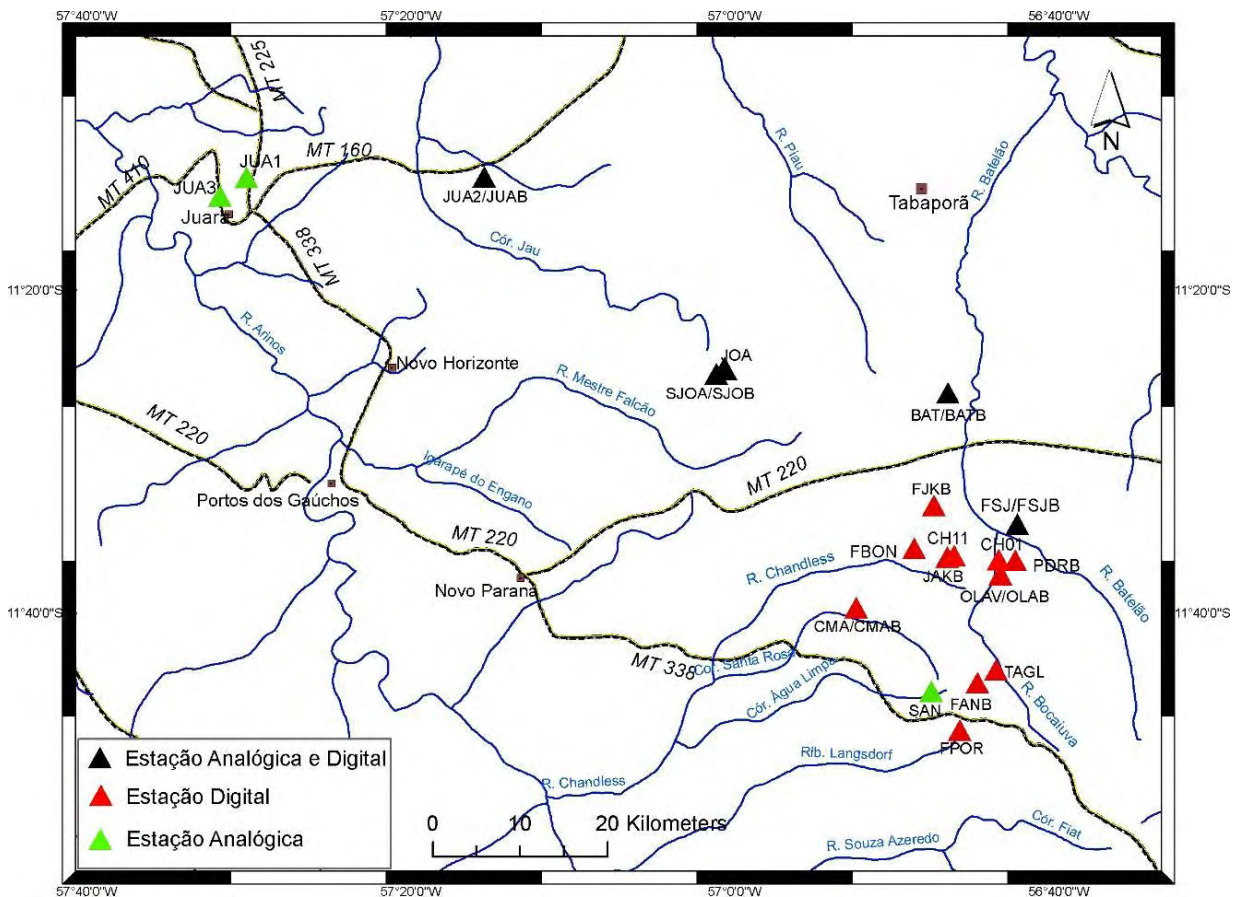


Fig. A.1 - Mapa de localização de todas as estações da Rede Sismográfica de Porto dos Gaúchos/MT e Juara que operaram no período de 13 de março de 1998 a 13 de dezembro de 2002.

Devido a problemas operacionais (longa distância, dificuldade de acesso, falta de pessoal especializado para operar as estações etc.) e técnicos (relacionados à operação do registrador Quanterra), a RSLPG apresentou funcionamento intermitente, particularmente nos primeiros dois anos de operação, correspondente à fase mais importante da atividade de réplicas e, por isso, muitas estações deixaram de registrar os mais importantes eventos sísmicos, ocorrendo, inclusive, período em que todas as estações encontravam-se fora de operação, de outubro de 1998 a março de 1999.

A.2.2. A Rede sismográfica local de Porto dos Gaúchos – março de 2005 a agosto de 2009

A segunda rede sismográfica, composta por cinco estações digitais triaxiais (Fig.A.2), foi instalada em Porto dos Gaúchos após a ocorrência do sismo de magnitude 5.0 m_b (USGS), em 23 de março de 2005. A Rede foi instalada em duas etapas: a primeira a partir de 26 de março (estações PDRB e JAKB). Na verdade, a estação PDRB já estava instalada, desde 31 de janeiro de 2005, quando do aniversário de 50 anos do sismo da Serra do Tombador que, infelizmente, devido a problemas operacionais, não registrou o sismo de 23 de março. No dia 26 ela foi consertada. A segunda etapa de instalação da rede iniciou-se em 23 de abril, com as estações OLA2, FSJB e FBO2. Todo o conjunto de cinco sismógrafos funcionou simultaneamente no período de 24 de abril a 11 de julho, quando a rede foi desativada, permanecendo apenas a Estação PDRB, que se encontra em operação até hoje. PDRB é uma estação permanente da Rede Sismográfica Nacional do SIS/UnB.

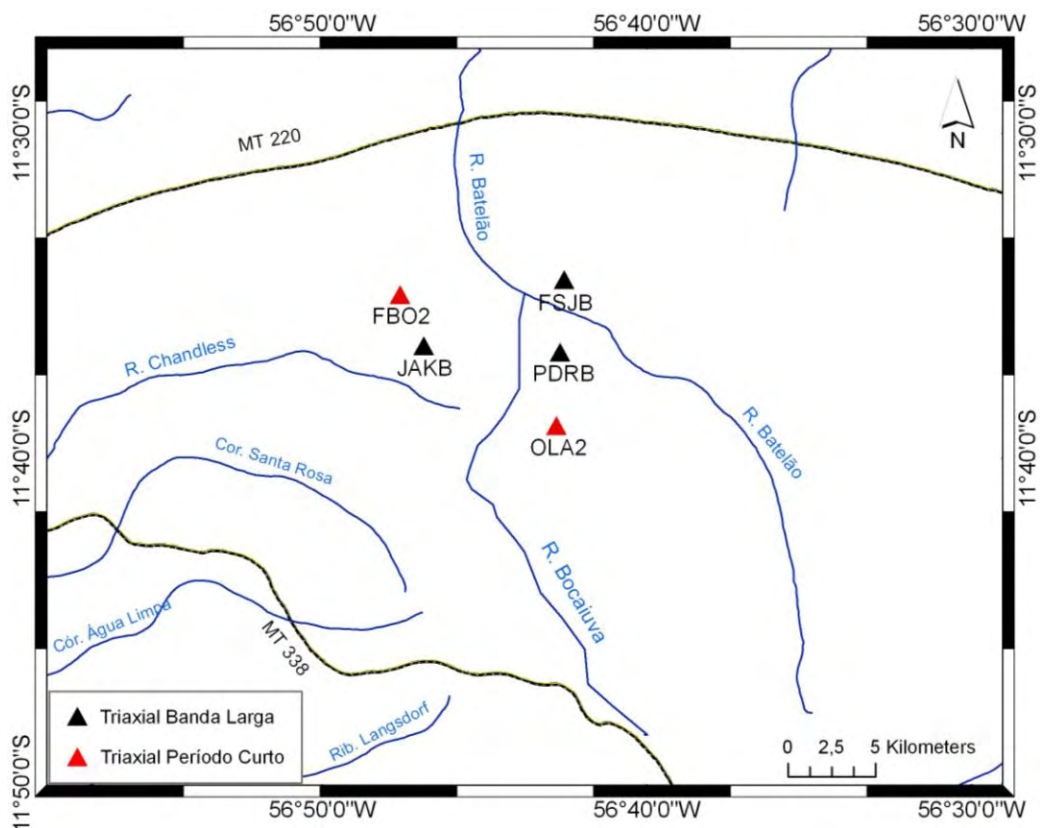


Fig. A.2 - Mapa de localização das estações da Rede Sismográfica de Porto dos Gaúchos/MT que operaram no período de 26 de março a 11 de julho de 2005, exceto a estação PDRB, que é uma estação permanente.

Tabela A.1 - Características do instrumental sismográfico utilizado em cada estação da Rede Sismográfica Local de Porto dos Gaúchos/MT, de 13/03/1998 a 13/12/2002

Estação	Latitude (S)	Longitude (W)	Altitude (m)	Tipo de Registrador	Tipo de Sismômetro	Taxa de Amostragem	Funcionamento		Geologia	Ganho (dB)	Banda Passante (Hz)
							Início	Término			
BAT	11°26.35'	56°46.82'	365	ORION	S3000EQ	100 sps	31/01/01	17/06/03	Afloramento		1,0 - 100
	11°26.35'	56°46.82'	365	MEQ-800	L4-C	Analógica	28/03/98	30/05/98	Afloramento	78	1,0 - 100
BATB	11°26.35'	56°46.82'	365	REFTEK	CMG-40T	100 sps	25/03/99	19/05/99	Afloramento		0,033 - 50
CMA	11°39.67'	56°52.52'	329	ORION	S3000EQ	100 sps	30/01/01	13/12/02	Sedimento		1,0 - 100
	11°39.67'	56°52.52'	329	ORION	(03) S500	100 sps	26/03/99	20/05/99	Sedimento		10 - ?
CMAB	11°39.67'	56°52.52'	329	REFTEK	CMG-40T	100 sps	20/05/99	16/06/99	Sedimento		0,033 - 50
FJK	11°33.32'	56°47.70'	337	Quanterra	CMG-40T	20/100 sps	27/03/99	20/09/99	Sedimento		0,033 - 50
FJKB	11°33.32'	56°47.70'	337	ORION	CMG-40T	100 sps	30/01/01	17/06/03	Sedimento		0,033 - 50
FSJA	11°34.50'	56°42.53'	356	MEQ-800	L4-C	Analógica	24/04/99	02/02/02	Sedimento	72/66	0,3 - 30
FSJ	11°34.50'	56°42.53'	356	ORION	CMG-40T	100 sps	30/01/01	21/06/02	Sedimento		0,033 - 50
FSJB	11°34.50'	56°42.53'	356	Quanterra	CMG-40T	20/100 sps	21/06/02	Operando	Sedimento		0,033 - 50
FANB	11°44.32'	56°44.99'	377	REFTEK	L4-C (3)	100 sps	20/05/99	26/05/99	Sedimento		0,033 - 50
SAN	11°44.85'	56°47.86'	356	MEQ-800	L4-C	Analógica	04/04/98	30/05/98	Sedimento	60	0,3 - 10
JOA	11°25.18'	57°01.13'	388	MEQ-800	L4-C	Analógica	28/03/98	17/06/02	Afloramento	84	0,3 - 10
FPOR	11°47.26'	56°46.10'	452	ORION	S3000EQ	100 sps	30/01/01	28/07/01	Sedimento		1,0 - 100
OLAV	11°37.63'	56°43.60'	305	ORION	S3000EQ	100 sps	07/06/01	07/12/01	Sedimento		1,0 - 100
OLAB	11°37.63'	56°43.60'	305	ORION	CMG-40T	100 sps	07/12/02	20/08/03	Sedimento		0,033 - 50
TAGL	11°43.51'	56°43.86'	392	ORION	S3000EQ	100 sps	28/07/01	04/12/02	Sedimento		1,0 - 100
JAKB	11°36.60'	56°46.86'	339	ORION	CMG-40T	100 sps	07/09/02	01/06/04	Sedimento		0,033 - 50
FBON	11°36.00'	56°48.90'	332	ORION	S3000EQ	100 sps	07/09/02	13/12/02	Sedimento		1,0 - 100
SJOB	11°25.20'	57°01.14'	360	Quanterra	CMG-40T	20/100 sps	09/06/02	13/12/02	Afloramento		0,033 - 50
CH01	11°36.70'	56°43.67'	349	VISEIS	MKII	200 sps	09/12/02	09/12/02	Sedimento		1,0 - 100
CH02	11°36.71'	57°43.76'	338	VISEIS	T. O. (EXP.1)	200 sps	09/12/02	09/12/02			1,0 - 100
CH11	11°36.43'	56°46.43'	361	VISEIS	MKII	200 sps	13/12/02	13/12/02	Sedimento		1,0 - 100
CH12	11°36.43'	56°46.39'	360	VISEIS	T. O. (EXP.2)	200 sps	13/12/02	13/12/02			1,0 - 100
JUA1	11°13.03'	57°30.13'	320	MEQ-800	L4-C	Analógica	13/03/98	14/03/98	Afloramento	78	0,30 - 30
JUA2	11°12.98'	57°15.46'	302	MEQ-800	L4-C	Analógica	14/03/98	15/03/98	Afloramento	84	0,30 - 30
JUA3	11°14.17'	57°31.78'	310	MEQ-800	L4-C	Analógica	16/03/98	18/03/98	Sedimento	78	0,30 - 30
JUAB	11°12.98'	57°15.46'	302	Quanterra	CMG-40T	20/100 sps	16/03/92	16/06/02	Afloramento		0,033 - 50
PDRB	11°36.73'	56°43.78'	337	ORION	CMG-40T	100 sps	06/09/02	07/12/02	Afloramento		0,033 - 50
SJOB	11°25.14'	57°03.43'	360	Quanterra	CMG-40T	20/100 sps	08/06/02	16/01/04	Afloramento		0,033 - 50
SJO	11°25.14'	57°03.43'	360	MEQ-800	L4-C	20/100 sps	08/06/02	16/01/04	Afloramento	90	0,30 - 30
TAQ	11°26.68''	67°23.23'	286	MEQ-800	L4-C	Analógica	27/03/98	30/03/98	Afloramento	72	0,30 - 30

* usado para gravar o tempo origem (T.O) das explosões.

A.2.3. Sistemas sismográficos utilizados na RSLPG

Durante o tempo de operação da Rede, seis diferentes sistemas sismográficos foram utilizados (Tabela A.2), ou seja: Sistema 1 (analógico), com registrador MEQ-800 acoplado a um sismômetro vertical de período curto (L4C); Sistema 2 (digital), registrador Quanterra (QDAS 4120) acoplado a um sismômetro de banda larga de três componentes (Guralp CMG-40T); Sistema 3 (digital), com registrador REFTEK (72A) acoplado a um sismômetro triaxial de banda larga (Guralp CMG-40T); Sistema 4 (digital), com registrador ORION acoplado a um sismômetro triaxial de período curto (S3000EQ); Sistema 5 (digital), com registrador ORION acoplado a um sismômetro triaxial de banda larga (Guralp CMG-40T); e Sistema 6 (digital), com registrador ViSeis (8 canais) acoplado a um sismômetro vertical de período curto (MKII). Este último foi utilizado somente durante a realização das duas explosões de calibração da Rede Sismográfica, em dezembro/2002 (Barros e Caixeta, 2003).

Tabela A.2 - Sistemas sismográficos utilizados em Porto dos Gaúchos/Juara com suas respectivas polaridades.

Sistema	Conjunto	Estação	Componente	Polaridade	Correção
1	Registrador MEQ-800 + Sismômetro L4C	JOA, JUA1, JUA2, JUA3, TAQ, SAN, FSJ, BAT	Vertical	Normal	Não
2	Registrador QUANTERRA + Sismômetro GURALP	FSJB, FJK, JUAB, SJOB, PDRB	Vertical	Invertida	Sim/SAC
			N - S	Invertida	Sim/SAC
			E - W	Invertida	Sim/SAC
3	Registrador REFTEK + Sismômetro GURALP	FANB	Vertical	Normal	Não
			N - S	Normal	Não
			E - W	Normal	Não
4 (*)	Registrador ORION + Sismômetro S3000 (Seta orientada para o norte)	BAT, CMA, TAGL, FPOR, OLAV	Vertical	Invertida	Sim/SAC
			N - S	Invertida	Sim/SAC
			E - W	Normal	Não
4 (**)	Registrador ORION + Sismômetro S3000 (Seta orientada para o sul)	BAT, CMA, TAGL, FPOR, FBON	Vertical	Invertida	Sim/SAC
			N - S	Normal	Não
			E - W	Invertida	Sim/SAC
5	Registrador ORION + Sismômetro GURALP	FSJ, FJKB, OLAB, PDRB, JAKB	Vertical	Normal	Não
			N - S	Normal	Não
			E - W	Normal	Não
6 (***)	Registrador ViSeis + Sismômetro MKII	CH01, CH02, CH11 e CH12	Vertical	Normal	Não

* Essa configuração funcionou de janeiro de 2001 a setembro de 2002.

** Essa configuração passou a funcionar a partir de setembro/2002.

*** Sistema utilizado apenas nas explosões de calibração.

A.3. A base de dados de Porto dos Gaúchos e Juara - PGJUA

O Banco de Dados de Porto dos Gaúchos e Juara é composto pelas formas de onda de cerca de 7000 eventos, 2.542 referentes à seqüência sísmica de 1998-2002 e cerca de 4500 referentes à seqüência de 2005-2009. As figuras A.3 e A.4 apresentam as características desses dois conjuntos, indicando o número de estações registradoras, tipo de dado (se analógico ou digital), bem como o número dos eventos analisados e não analisados.

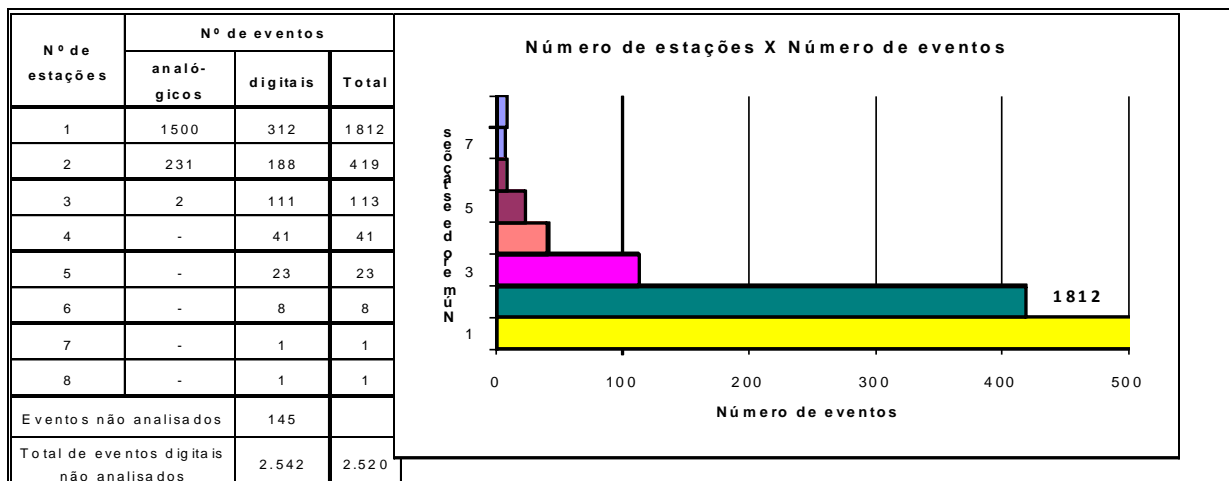


Fig. A.3 - Gráfico demonstrativo do número de eventos registrados por uma ou mais estações da RSLPG no período de 13/03/1998 a 13/12/2002.

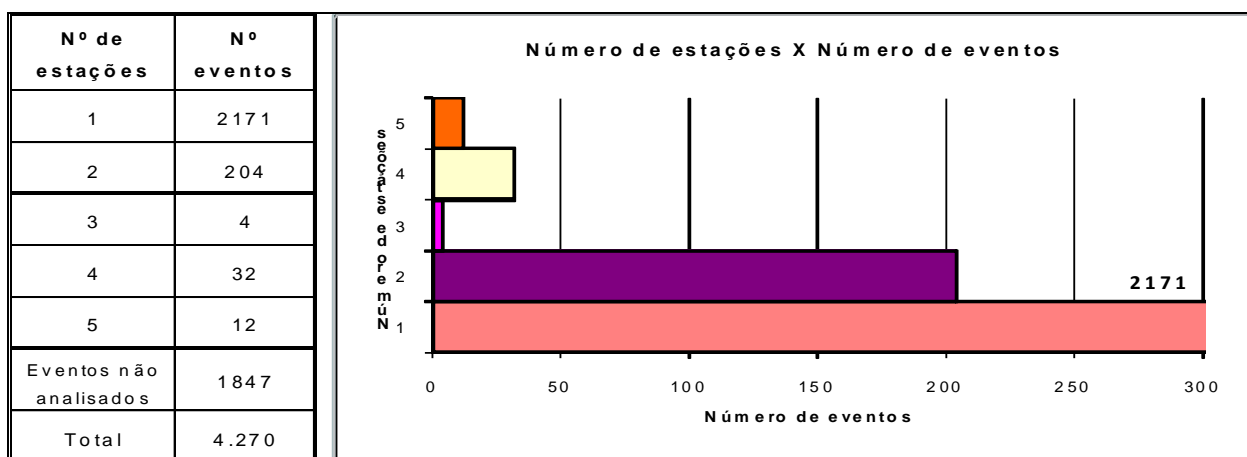


Fig. A.4 - Gráfico demonstrativo do número de eventos registrados por uma ou mais estações da RSLPG no período de 26/03 a 30/08/2009.

A.4. Pré-processamento - Preparação dos dados

Os dados, antes de serem inseridos na base PGJUA do sistema SEISAN, para processamento e análise, passaram por uma seqüência de pré-processamento, visando conversão de formatos, remoção do efeito de *aliasing*, correção de polaridades, remoção do nível DC etc (Fig. A.5). Nas três subseções que se seguem serão descritos esses três procedimentos.

A.4.1. Conversão de formatos

Diferentes sistemas sismográficos geram dados com diferentes formatos de gravação, implicando em um trabalho adicional antes da fase de processamento propriamente dita, pois cada programa de análise de sinais requer um formato de dados específico. Esse foi o caso de Porto dos Gaúchos, pois, como foi visto, foram utilizados seis diferentes sistemas sismográficos.

Diversas tentativas fracassadas foram feitas no sentido de criar um formato de gravação padrão para dados sísmicos, como é o caso do formato SUDS (*Seismic Unified Data*), implementado pelo IASPEI (*International Association of Physics of the Earth Interior*) (Ward, 1992; Totingham & Lee, 1989; Banfill, 1994). Entretanto, cada fabricante de sismógrafo continua gerando dados em formato próprio. Esse problema é contornado pela utilização de programas de conversão de formatos, conforme mostra a Fig. A.5.

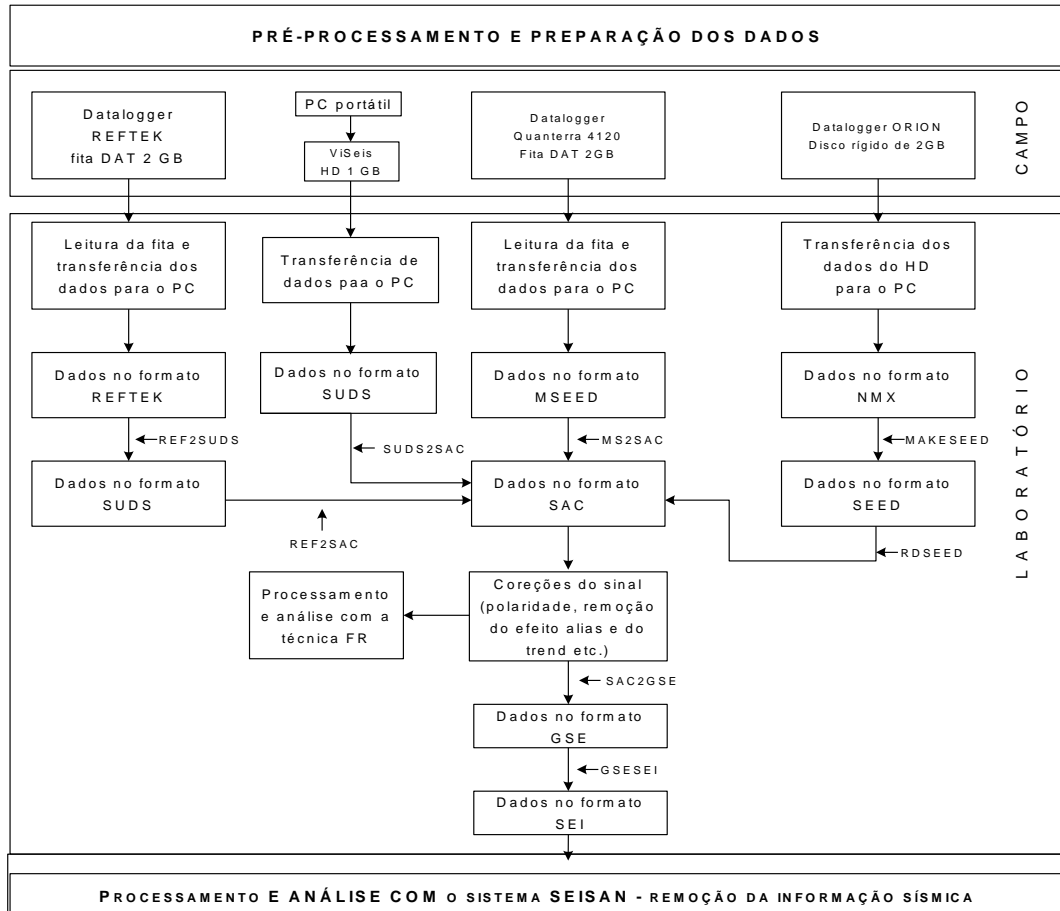


Fig. A.5 - Diagrama em blocos da seqüência de obtenção dos dados no campo por diferentes sistemas sismográficos e da sua preparação/pré-processamento antes de serem armazenados na base SEISAN para análise.

A.4.2. Remoção do efeito aliasing

O processo de amostragem de um sinal analógico introduz efeitos indesejáveis no sinal digital resultante, impedindo, algumas vezes, que, por exemplo, se determine com segurança os tempos de chegada da onda P e sua respectiva polaridade. Isto acontece devido à violação do Teorema de Nyquist (Lathe, 1974, Scherbaum, 1996 e Scherbaum e Bowin, 1997), pois, por mais seletivo que seja um filtro anti-aliasing (filtro passa-baixas que limita a frequência superior) dificilmente se consegue limitar em frequência um sinal, que é um requisito do teorema da amostragem de Nyquist (Oppenheim e Shafer, 1975).

Por essa razão, é necessária uma filtragem para remover espúrios que aparecem algumas amostras antes da chegada da onda P, especialmente no caso de baixa relação sinal-ruído (S/N). A

Fig. A.6 mostra um sinal antes da filtragem (superior) e após a filtragem (inferior), onde se nota claramente a remoção de oscilações espúrias no sinal antes da chegada da fase P. Esse efeito é mais crítico no caso de chegadas fracas, isto é, baixa S/N (onde o efeito de *aliasing* pode mascarar completamente a chegada da P). No exemplo apresentado na Fig. A.6 a chegada da onda P é bastante impulsiva.

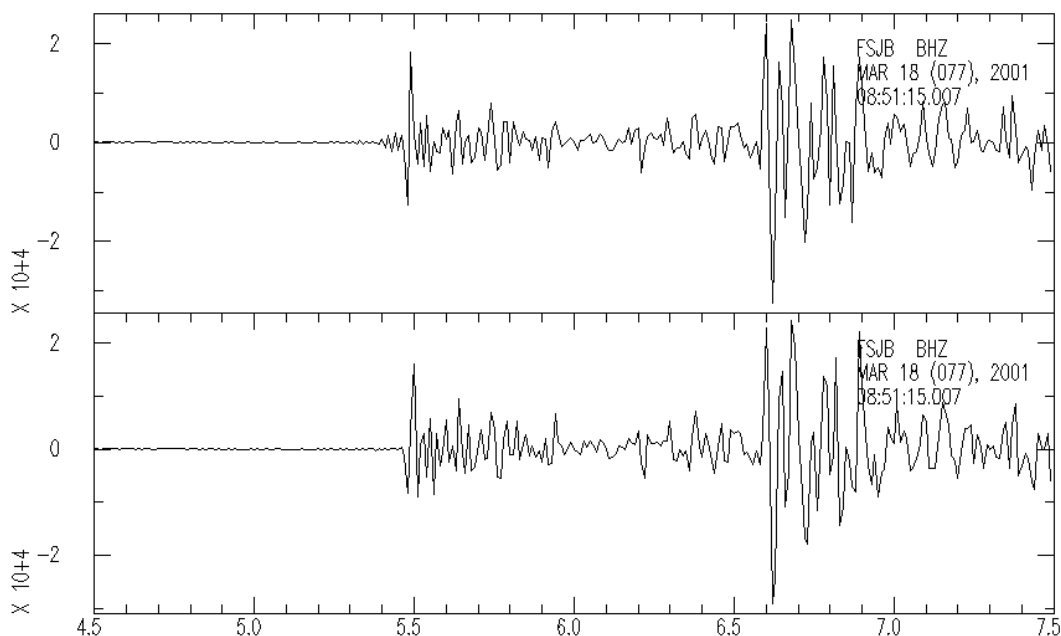


Fig. A.6 - Remoção do efeito aliasing, onde se vê, na parte superior, o sinal antes da filtragem; e na inferior, o sinal depois da filtragem, removidos os efeitos de amostragem.

A.4.3. Correção de polaridades

Como mostrado na Tabela A.2, alguns dos conjuntos sismográficos utilizados invertem as polaridades. Dessa forma, antes de analisar os sinais dos eventos registrados por essas estações com o objetivo de, por exemplo, fazer estudo de mecanismo focal, foi necessário corrigir as polaridades, feito com o programa SAC - *Seismic Analysis Code* (Tapley & Tull, 1991), usando o comando MUL. A Fig. A.7 mostra os registros das formas de onda (componentes verticais) das explosões 1 (superior) e 2 (inferior), onde se observa a inversão de polaridades, conforme Tabela A.2. Essas inversões se fundamentam no fato de que uma fonte sísmica explosiva produz movimento compressional em todas as direções em torno da fonte (Borman *et al.*, 2002). Dessa forma, o primeiro movimento da P, em todas as estações deve ser para cima (compressão – C). As estações BAT, FBON e CMA funcionaram com o sistema 4 e as estações FJKB, FSJB, OLAB e JAKB funcionaram com o sistema 5 (Tabela A.2). A estação SJOB funcionou com o sistema 2. Todos os sinais foram amostrados a uma taxa de 100 sps, exceto os canais CH01, CH12 (200 sps) e FJKB (20 sps). Razão porque nesta última o sinal é emergente.

A Fig. A.5 mostra, em diagrama de blocos, toda a seqüência de aquisição no campo, pré-processamento e preparação dos dados antes da inserção no SEISAN para análise.

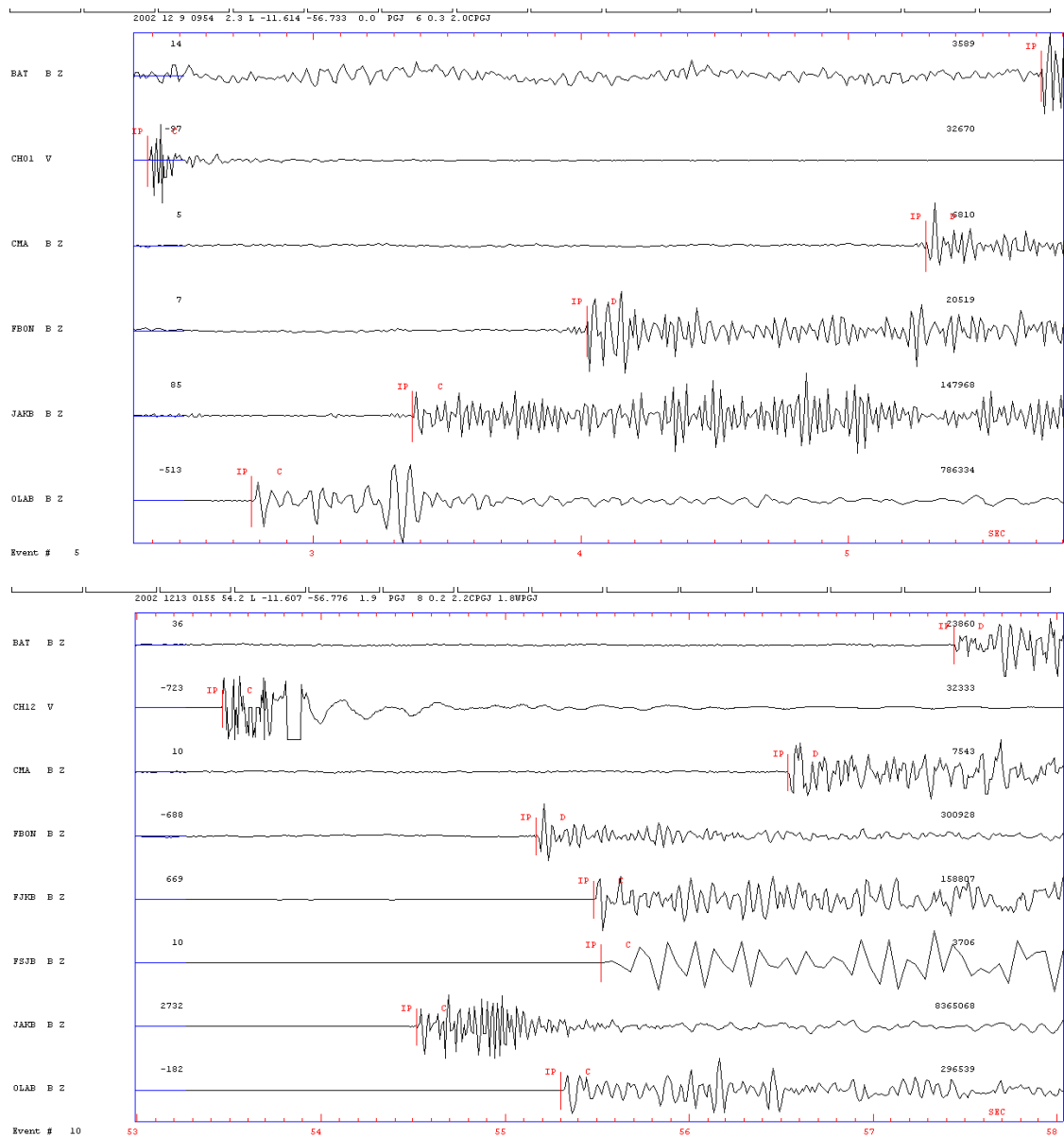


Fig. A.7 - Registros das componentes verticais de movimento das explosões 1 (superior) e 2 (inferior) nas estações da rede sismográfica de Porto dos Gaúchos de 1998-2002. Considerando o mecanismo de fonte para uma explosão (sempre compressivo - C) as polaridades dos registros estão de acordo com a Tabela A.2.

A.5. Curvas de calibração das estações

Um problema-chave em Sismologia é derivar, a partir da análise dos registros sísmicos $[Y(\omega)]$, informações a respeito da estrutura interna da Terra e das propriedades do meio $[A(\omega)]$ no qual as ondas sísmicas se propagam, bem como sobre a geometria cinemática e os processos de fonte $[F(\omega)]$. Este é conhecido como *problema inverso*. Portanto, o registro sísmico ou sismograma contém informações sobre a fonte e sobre os caminhos percorridos pelos raios sísmicos da fonte até o receptor. Adicionalmente, o sismógrafo (receptor) pode introduzir mudanças na amplitude, no

conteúdo de frequências e na fase do sinal. Dessa forma, o movimento do chão gravado na superfície por estações sismográficas pode diferir muito dos sinais sísmicos originais na fonte (Scherbaum, 1996; Bormann et al., 2002 e Weilandt, 2002).

O espectro de frequência dos sinais gravados, $Y(\omega)$, pode ser representado pela equação (Scherbaum, 1996):

$$Y(\omega) = F(\omega) \cdot A(\omega) \cdot R(\omega) \cdot H(\omega) \quad (\text{A.1})$$

Onde: $F(\omega)$ = espectro da fonte distante;

$A(\omega)$ = espectro de atenuação no caminho dos raios sísmicos;

$R(\omega)$ = resposta do site (efeitos locais);

$H(\omega)$ = resposta em frequência do sismógrafo.

Conhecendo-se $H(\omega)$, o efeito do instrumental sobre o sinal detectado pode ser removido, dividindo-se a equação (B.1) por $H(\omega)$ e, dessa forma, obtém-se $X(\omega)$, conforme o diagrama da Fig. A.8, onde $X(\omega) = Y(\omega)/H(\omega) = F(\omega) \cdot A(\omega) \cdot R(\omega)$ é espectro do movimento do chão na entrada do sismógrafo, representado pelo deslocamento (em nanômetros), velocidade (nanômetros/segundos), ou aceleração do chão (em nanômetros/segundo²).

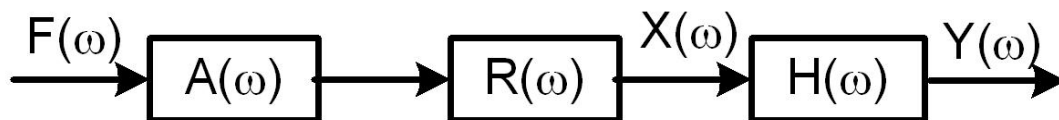


Fig.A.8 - Diagrama em blocos dos efeitos em cascata sobre o espectro do sinal desde a fonte até o receptor.

O problema consiste, então, em determinar a resposta em frequência $H(\omega)$ do sismógrafo, como o próprio nome diz, é a forma como o sistema se comporta ou responde a diferentes frequências. Existem diversas maneiras de se obter as curvas de resposta em frequência de um sismógrafo (sismômetro + registrador) (Barros & Barreto, 1995; Scherbaum, 1996). Uma delas consiste em excitar o sistema com sinal senoidal $x(t)$, com diferentes frequências, observando-se a saída $y(t)$ para cada frequência.

Neste caso, é conveniente considerar o sismógrafo como uma “caixa preta”, não importando sua estrutura mecânica e eletrônica internas, mas tão somente os efeitos que pode introduzir numa dada entrada conhecida - $x(t)$ - para produzir uma saída correspondente $y(t)$, que pode ser medida. Neste caso, o sismógrafo deve ser visto como um sistema que satisfaz a dois requisitos básicos: linearidade e invariância no tempo (Oppenheim & Shafer, 1975, Scherbaum, 1996). Tudo que é necessário para descrever as propriedades de tal sistema é saber determinar como este afeta sinais simples do tipo senóides ou impulso.

De acordo com o conceito de sistema mostrado na Fig. A.8, a saída $y(t)$ pode ser obtida como se segue:

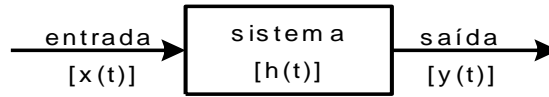


Fig. A.9 - Representação do sismógrafo pelo sistema $[h(t)]$.

$$y(t) = h(t) * x(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} h(t) x(t - \tau) d\tau \quad (A.2)$$

onde $h(t)$ é a resposta impulsional do sistema, que pode ser obtida no domínio da frequência, que está relacionada ao domínio do tempo, por meio das Transformadas de Fourier ou de Laplace. Neste caso,

$$H(j\omega) = Y(j\omega)/X(j\omega) \text{ (Função resposta em frequência)} \quad (A.3)$$

$$H(S) = Y(S)/X(S) \text{ (Função de transferência)} \quad (A.4)$$

Para uma entrada impulsiva, $X(S) = 1$ e a saída, $Y(S)$, é a própria função de transferência do sismógrafo, isto é, $Y(S) = H(S)$.

Outra forma de se obter as curvas de resposta em frequência do sismógrafo, a qual será adotada neste trabalho, é a partir dos pólos e dos zeros das funções de transferência do sismômetro $H_1(S)$ e do registrador $H_2(S)$, Figura A.10, geralmente fornecidos pelos fabricantes desses instrumentos.

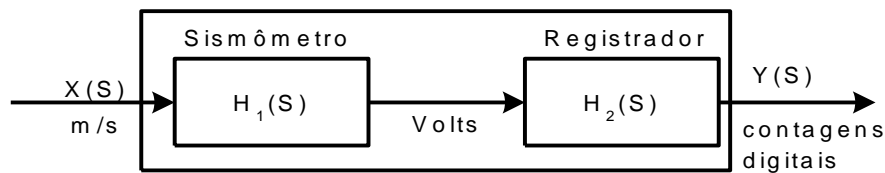


Fig.A.10 - Diagrama em cascata das funções de transferência do sismômetro e do registrador.

$$H(S) = H_1(S) \cdot H_2(S) = Y(S)/X(S) \quad (A.5)$$

$$H(j\omega) = H_1(j\omega) \cdot H_2(j\omega) = Y(j\omega)/X(j\omega) \quad (A.6)$$

$H_1(S)$ pode ser colocada na forma (Hutt, 1993)

$$H_1(S) = G \cdot A \cdot T(S) \quad (A.7)$$

onde G é a constante de transdução do sismômetro ou constante geradora, em $V/m/s$, correspondente à parte plana da curva do sismômetro; A é uma constante de normalização que torna o produto $A \cdot T(S)$ adimensional e unitário; $T(S)$ é um polinômio em S , que representa a parte variável da função de transferência do sismômetro. Como o registrador, $H_2(S)$, tem uma resposta plana na banda de passagem do sismômetro, a função de transferência do sismógrafo é obtida multiplicando-se (A.7) por uma constante, K , em contagens digitais/volts (CD/V), que representa o ganho do registrador (fornecido pelo fabricante). Então,

$$H(S) = G \cdot A \cdot T(S) \cdot K \quad (A.8)$$

o polinômio $T(S)$ pode ser colocado da seguinte forma (A.9) (Hut, 1993).

$$T(S) = \frac{\prod_{n=1}^N (S - Z_n)}{\prod_{m=1}^M (S - P_m)} = \frac{(S - Z_1)(S - Z_2) \dots (S - Z_n)}{(S - P_1)(S - P_2) \dots (S - P_m)} \quad (A.9)$$

onde Z_1, Z_2, \dots, Z_n são as raízes do polinômio do numerador [zeros de $T(S)$] e P_1, P_2, \dots, P_m são as raízes do polinômio do denominador [pólos de $T(S)$]. Como G e A são conhecidos e os pólos e os zeros são dados pelo fabricante do sismômetro, $H(S)$ é determinado a partir da equação A.8.

Serão feitas duas curvas para $H(S)$: curva de amplitude pela freqüência e curva de fase pela freqüência. Desta forma, é necessário representar $H(S)$ na forma de amplitude e fase. $H(S)$ é um número complexo (Z), da forma

$$Z = x + jy = |Z|e^{j\phi} \quad (A.10)$$

Onde x é a parte real ($\text{Re}[Z]$) e y é a parte imaginária ($\text{Im}[Z]$); ϕ é a fase, dada por:

$$\phi = \arctan[\text{Im}[Z]/\text{Re}[Z]] \quad (A.11)$$

$$|Z| (\text{módulo de } Z) = [\text{Re}^2[Z] + \text{Im}^2[Z]]^{1/2} \quad (A.12)$$

Adotando-se essa representação temos:

$$|H(S)| = \sqrt{\text{Re}^2[H(S)] + \text{Im}^2[H(S)]} \quad (A.13)$$

$$\phi(S) = |H(S)| e^{\arctan[\text{Im}[H(S)]/\text{Re}[H(S)]]} \quad (A.14)$$

Fazendo-se $S = j\omega$, $H(S) = H(j\omega)$, obtém-se a resposta em freqüência do sismógrafo.

A partir da folha das características técnicas de cada sismômetro temos:

a) Função de transferência do Sismômetro de período curto - S3000EQ

$$T(S) = \frac{S^5}{[S^2 + 55,985 + 799,44]} \cdot \left[\frac{S + 31421}{S + 256} \right]^2 \frac{S^2}{(S^2 + 1,706S + 13,24)(S + 0,626)(S + 2,80C)(S + 5,951)} \quad [V/m/s] \quad (A.15)$$

cujos pólos e zeros estão apresentados na Tabela A.3.

Tabela A.3 - Pólos e zeros da Função de Transferência do sismômetro S3000EQ.

POLOS (Hz)	ZEROS (Hz)
$p_1 = -4.45498559 + j0.634945005$	$Z_1 = 0$
$p_2 = -4.45498559 - j0.634945005$	$Z_2 = 0$
$p_3 = -0.135281702 + j0.563091448$	$Z_3 = 0$
$p_4 = -0.135281702 - j0.563091448$	$Z_4 = 0$
$p_5 = -0.407436654 + j0$	$Z_5 = 0$
$p_6 = -0.407436654 + j0$	$Z_6 = 0$
$p_7 = -0.099630994 + j0$	$Z_7 = 0$
$p_8 = -0.44658877 + j0$	$Z_8 = -5.000896594$
$p_9 = -0.947131066 + j0$	$Z_9 = -5.000896594$

b) Função de transferência do sismômetro de banda larga - CMG-40T

$$T(S) = \frac{(S^3 + 999.0264S^2)}{S^3 + 314.4553S^2 + 93.055S + 13.7686} [V/m/s] \quad (A.16)$$

Os pólos e zeros estão apresentados na Tabela A.4.

Tabela A.4 - Pólos e zeros da Função de Transferência do sismômetro CMG-40T.

PÓLOS (Hz)	ZEROS (Hz)
$p_1 = -0,02356 + j0,02356$	$Z_1 = 0$
$p_2 = -0,02356 - j0,02356$	$Z_2 = 0$
$P_3 = -50$	$Z_3 = 159$

Compondo agora as funções de transferências do sismômetro, $H_1(S)$, e do registrador, $H_2(S)$, podemos representar em diagrama de blocos, como na Figura seguinte.

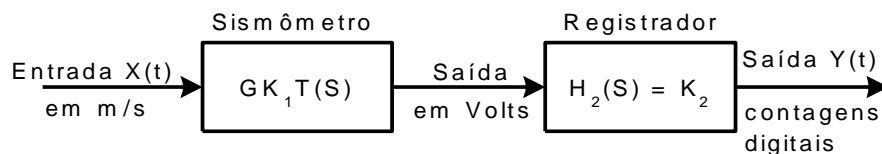


Fig. A.11 - Diagrama em blocos do sismógrafo (sismômetro + registrador).

Os valores das constantes para cada sistema estão indicados na Tabela A.5.

Tabela A.5 - Parâmetros de funcionamento dos diversos sistemas sismográficos da RSLPG.

Sistema	Composição	G(V/m/s)	K ₁	K ₂ (CD/V)	V/CD
2	Quanterra + Guralp	800	-0,314	$4,1 \times 10^5$	$2,44 \times 10^{-6}$
3	Reftek + Guralp	800	-0,314	$5,2 \times 10^5$	$1,91 \times 10^{-6}$
4	Orion + Guralp	800	-0,314	$2,0 \times 10^6$	$2,78 \times 10^{-7}$
5	Orion + S3000	500	1	$2,0 \times 10^6$	$2,78 \times 10^{-7}$

Utilizando-se o programa RESP, do pacote SEISAN, e entrando-se com os pólos e os zeros de $T(S)$, as constantes G , K_1 e K_2 para cada sistema sismográfico, foram obtidas as curvas (amplitude e fase x frequência). As figuras A.12 e A.13 mostram as curvas para as estações de período curto e de banda larga.

Finalmente, os arquivos com as curvas de calibração de cada estação foram copiados no subdiretório SEISMO\CAL e qualquer operação com o sinal sísmico de uma determinada estação que requeira a remoção do efeito instrumental, o programa busca automaticamente no diretório CAL a curva correspondente e executa a operação de deconvolução do sinal de saída pela Função de Transferência do sismógrafo, produzindo o movimento do chão em (nm), (nm/s) ou (nm/s²), quando se deseja obter a excitação do sismógrafo em deslocamento, velocidade ou aceleração.

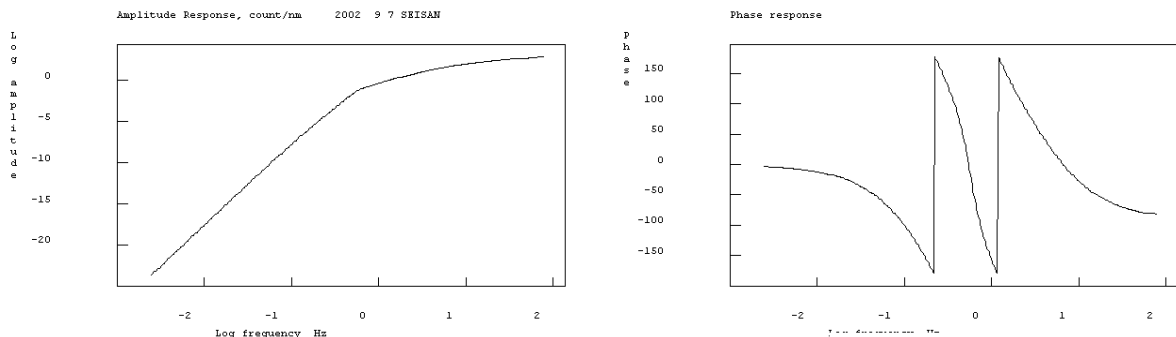


Fig. A.12 - Curvas de calibração para as estações de período curto (Orion mais sismômetro S3000EQ). Lado direito, amplitude (count/nm x frequência em Hz) e lado esquerdo fase (graus x frequência em Hz).

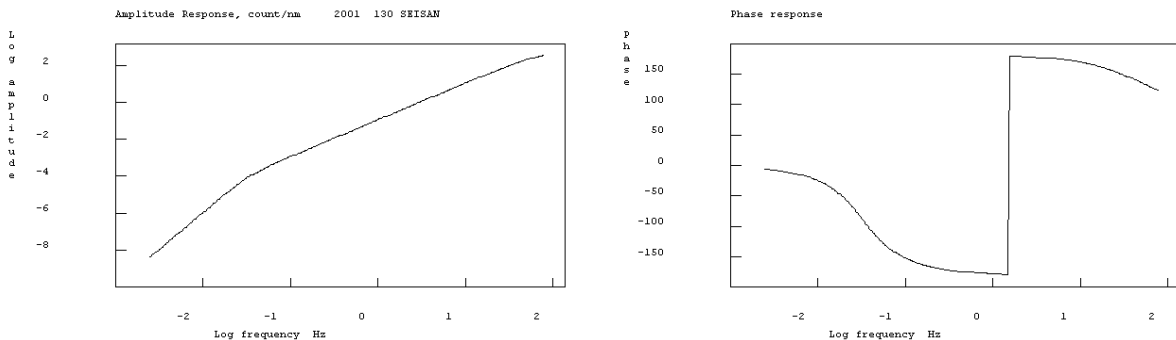


Fig. A.13 - Curvas de calibração para as estações de banda larga (Orion + CMG40-T). Lado direito amplitude (count/nm x frequência em Hz) e lado esquerdo fase (graus x frequência em Hz).

A.6. O Sistema SEISAN

O Sistema de análise SEISAN (*The Earthquake Analysis Software*) (Havskov & Ottemöller, 2008) é um conjunto completo de programas para análise de dados sísmicos analógicos ou digitais. O Sistema permite entrar com dados de sismos locais, regionais e globais, manual e automaticamente, localizar e editar eventos, determinar parâmetros espectrais, momento sísmico, azimute com estações de três componentes, *plotar* epicentros etc. (Fig. A.13). Todo o conjunto de programas está ligado à mesma base de dados. Utilizando programas de procura e diferentes

critérios de seleção é possível buscar na base de dados eventos com determinadas características, trabalhando-os sem, no entanto, extraí-los da base de dados.

O SEISAN também contém programas para análise com modelamento sintético e um sistema completo para cálculo de risco sísmico. Além disso, o SEISAN trabalha em PC e em estação de trabalho e nenhuma conversão de formato é necessária para mover arquivos (binário e ASCII) entre ambos os sistemas.

Os dados são organizados em uma base de dados (BD) com uma estrutura de arquivos. A menor unidade dessa base é um arquivo contendo as leituras originais de fases (tempo de chegada, amplitude, período, azimute, velocidade aparente etc.) para cada evento. O nome do evento é também sua ID (identificação), que é a chave de toda informação sobre o evento na base de dados. Embora a BD consista apenas de um número muito grande de subdiretórios e arquivos (a todos eles se pode ter acesso), o usuário raramente necessita acessar diretamente os arquivos. Ao invés disso, realiza todo o trabalho no seu próprio diretório de trabalho (WOR). A maioria dos programas foi escrita em linguagens FORTRAN e "C". Os códigos-fonte estão disponíveis, de modo que o usuário pode remover "bugs" e fazer suas próprias modificações.

A.6.1. Estrutura do Sistema SEISAN

O Sistema SEISAN completo está armazenado em subdiretórios, todos pertencentes ao diretório principal SEISMO (Fig. A.13), quais sejam:

REA: Leitura de sismos e de todas as soluções de epicentros na BD; WOR: Diretório de trabalho do usuário, inicialmente vazio; PRO: Programas, código-fonte e executáveis; LIB: Livrarias e sub-rotinas; INC: Arquivos de inclusão para programas e sub-rotinas dos subdiretórios PRO e LIB; WAV: Arquivos digitais de forma de ondas; COM: Procedimentos de comandos; DAT: Default e parâmetros de arquivos, por exemplo, coordenadas de estações; CAL: arquivos de calibração das estações; INF: Documentação e informação; RES: Opcional: Programa de pesquisa, documentos e manuais; PIC: arquivos de imagens.
--

Os diretórios têm uma estrutura em árvore, o que facilita um rápido acesso aos arquivos individuais no subdiretório REA, o qual aparece com uma simples base de dados.

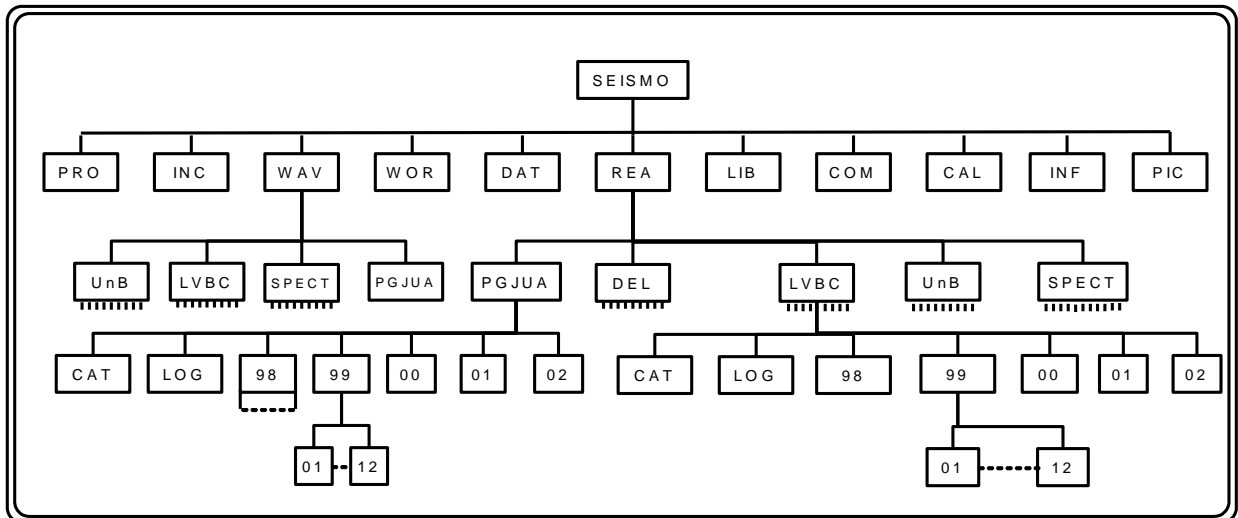


Fig. A.14 - Estrutura em árvore do Sistema SEISAN. Ligadas aos diretórios WAV (arquivos de formas de onda) e REA (arquivos contendo os resultados de leituras) estão as bases de dados PGJUA (todos os eventos), SPECT (eventos para análise espectral), UnB e LVBC.

A.6.2. Base de dados do Sistema SEISAN

A base de dados consiste de dois subdiretórios: REA e WAV. O diretório REA e subdiretórios associados contêm informações de leituras e de fontes, enquanto que o subdiretório WAV armazena todos os arquivos de forma de onda sem subdiretório. O subdiretório DEL contém todos os arquivos de eventos deletados da base de dados.

A.6.3. Dados de fases e hipocentros - diretório REA

O diretório REA contém leituras de fases e informações de fontes derivadas, como por exemplo, solução de plano de falha. Esse diretório contém um ou mais subdiretórios, correspondendo a cada base de dados separada. A BD tem os eventos armazenados de forma duplicada. Para rápida referência e trabalho interativos, os eventos são armazenados em arquivos, em diretórios anuais e subdiretórios mensais. Quando é dada entrada a um novo dado na BD, um arquivo individual é criado para cada evento.

A.6.4. Diretório de Trabalho - WOR

Todo o processamento realizado deve ser feito dentro do Diretório de Trabalho (WOR), dentro do qual se pode criar outros subdiretórios de trabalho.

Os arquivos de saída dos diversos programas associados ao SEISAN são armazenados nesse diretório.

A.6.5. Diretória CAL

Nesse diretório são armazenados todos os arquivos contendo as curvas de calibração das estações (seção A.5). Ao se realizar uma operação matemática sobre o sinal sísmico de uma dada estação que requeira a remoção do efeito instrumental, o programa em uso busca automaticamente nesse diretório informações sobre a curva de resposta em frequência correspondente. Os arquivos de calibração de todos os sistemas sismográficos utilizados na Rede Sismográfica de Porto dos Gaúchos foram copiados neste diretório.

A.7. Análise dos dados

A análise e interpretação de sinais sísmicos gerados por terremotos constituem o método principal utilizado pelos sismólogos para determinar a estrutura interna da Terra, sua constituição em diversas camadas e sobre processos dinâmicos em curso em seu interior.

As informações básicas são extraídas das medidas dos tempos de chegada das ondas às diversas estações de uma rede sismográfica, de medidas de amplitude do sinal nas suas diversas fases e, ainda, do conteúdo de frequência dos sismogramas. Por esta razão, os resultados da análise dependem fortemente da qualidade dos dados adquiridos, que está associada com os locais de instalação das estações, conformação espacial das estações em relação à fonte sísmica, tipo de sismógrafo, se analógico ou digital, e suas respectivas características elétricas e eletrônicas (faixa dinâmica, banda passante, curvas de resposta em frequência, precisão do relógio interno do sismógrafo, etc.). Todos esses aspectos de estações e de locais de instalações se refletem nas formas de onda, no seu padrão de registro e na relação S/N.

Apesar do grande número de eventos detectados na ZSPG, apenas uma pequena parcela (cerca de 10%) desses dados foram localizados.

Os dados foram analisados no sistema SEISAN, em ambiente Windows, Linux e Unix, com o uso das várias ferramentas disponíveis e de outros programas computacionais não chamados diretamente do SEISAN. Como mostra a Fig. A.13, os dados inseridos na base de dados SEISAN podem ser acessados individualmente ou em grupo. A seleção dos eventos dentro da BD é feita especificando-se um conjunto de até 24 características dos eventos/estações registradoras. Tais como: tipo de magnitude, magnitude máxima e mínima; número máximo e mínimo de estações registradoras; distância epicentral; latitude e longitude; faixa de profundidades do foco; máximo e mínimo *gap* azimutal da localização; máximo e mínimo valor RMS do resíduo, etc.

A primeira fase da análise consiste na leitura dos tempos de chegada das diversas fases do sinal sísmico em cada estação da rede sismográfica, com atribuição de pesos respectivos, que depende da qualidade da leitura. Essa informação é usada na localização hipocentral. Em segundo lugar, são feitas leituras de amplitude e de duração do sinal, com vistas ao cálculo de magnitudes. A primeira fase requer processamentos adicionais do tipo: filtragem digital, análise espectral (transformação de domínio), mudança do sistema de eixos ortogonais de referência, testes de

validação das leituras pela comparação dos dados observacionais com os dados teóricos etc. Neste caso, é preciso fazer a localização hipocentral, quando também se pode plotar o hipocentro em mapa, visualizar secções e observar outros parâmetros: valor do RMS do resíduo, erros de localização (na latitude, longitude e profundidade) e também checar a convergência da solução do problema inverso, etc. A localização de um evento, a depender da qualidade dos dados e do modelo de velocidade, deve ser feita várias vezes.

As localizações hipocentrais dos eventos foram feitas usando várias técnicas: por azimute, com uma estação triaxial (Monge, 1997), método da triangulação, usando distâncias S-P de cada estação (Lee, 1997; HURUKAWA, 1997); localização singular (Lee e Stewart, 1889; Lee, 1994; Havskov, 2001), com os programas Hypo71PC (Lee e Lahr, 1975; Lee e Valdes, 1989), Hypoinverse (Klein, 2000) e Hypocenter (Lienert, 1994); localização conjunta (Tarantola e Valette, 1982; Pujol, 2000; Kissiling et al., 1995a-b), com o programa VELEST (Kissiling, 1995); e localização Probabilística (Lomax et al., 2000; Lomax, 2004), com o programa NonLinLoc (Lomax, 2005). O modelo de velocidade empregado foi determinado por Barros e Caixeta (2003); Barros e Rancan, 2004.

A.8. Referencias

- Banfill, R. V., 1994. Seismological Society of America, *PC-SUDS Primer, IASPEI software Library*. Vol. 2, El Cerrito, CA.
- Barros, L. V. & Marza, V., 1998. As ações do SIS/UnB face ao sismo de Mato Grosso, do dia 10 de março de 1998, Relatório Especial nº 01, 28 p.
- Barros, L.V. & Caixeta, D. F., 2003. One-Dimensional Multilayer Velocity Model for Porto dos Gauchos/MT. *8th Intern. Congress of the Brazilian Geophysics Society*, Rio de Janeiro/RJ, 14-18 set/2003, 6 p.
- Barros, L.V. & Barreto, L.A.N. 1995. Função de Transferência de Estações Sismográficas utilizando Análise Espectral. *4º Congres. Int. da SBGf, RJ*, Vol. 2, 1033-1036.
- Barros, L. V. & Rancan, C. C., 2004. Estudos crustais na área sismogênica de Porto dos Gaúchos/MT, baseados em Sísmica de Refração e Função do Receptor. *1º Simpósio Regional de Geofísica da SBGf, São Paulo/SP, 26-28 set/2004*, 2004, 6 p.
- Bormann, P.; Baumbach, M.; Bock, G.; Grosser, H.; Choy, G. L. & Boatwrigth., 2002. Seismic Source parameters, In: *New manual of Seismological Observatory Practice v. 1*. cap. 3. Bormann (Ed.), 94 p.
- Havskov, J., 2001. Earthquake location. Institute of Solid Earth Physics. University of Bergen, Norway.
- Havskov, J. & Ottemöller, L. (Eds), 2008. SEISAN: The Earthquake Analysis Software, Version 8.2.1 Inst. of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway, 227 p.
- Hurukawa, N., 1997. Hypocenter location. International Institute of Seismology and Earthquake Engineering. Building Research Institute, Ministry of Construction.

- Hutt, C. R., 1993. Specifying and using channel response information. *In: Reference Manual SEED format Version 2.3*, Appendix C. p.131-150.
- Kissiling, E., 1995. Program VELEST user's guide - Short introduction. Institute of Geophysics, ETH Zuerich & Swiss Seismological Service, ETH-Hoenggerberg, 26 p.
- Kissiling, E., Kradolfer, U. & Maurier, H., 1995a. VELEST version 3.1 (10.4.95). Institute of Geophysics and Swiss Seism. Service, ETH-Hoenggerberg..
- Kissiling, E.; Solariano, S. & Cattanea, M., 1995b. Improved seismic velocity reference model from local earthquake data in northwestern Italy, *Terra Res.*, 528-534.
- Klein, F. W., 2000. Hypoinverse - A FORTRAN program to solve for earthquake locations and magnitudes. Open file report 02-171. Version 1.0. USGS.
- Lathe, B. P., 1974. Introducción a la Teoría y sistemas de comunicación. Ed. Limusa - México. 409 p.
- Lee, W. H. K., 1994. Realtime seismic data acquisition and processing. IASPEI software Library v. 1 2nd El Cerrito, USA, 285p.
- Lee, W. H. K., 1997. Mathematics for earthquake location. *Open-file Report 92-441 USGS*, Menlo Park, p. 207-280.
- Lee, W.H.K. & J.C. Lahar, J. C., 1975. HYPO71 (revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. U.S. Geological Survey Open-File Report p.75-311, 100 p.
- Lee, W. H. K. & Stewart, S. W., 1981. Principles and Applications of Microearthquakes Networks. Academic Press, New York, . 291 p.
- Lee, W. H. K. & Valdes, C. M., 1989. User manual for HYPO71. *In IASPEI software Library*, V. 1..
- Lienert, B. R., 1994. Hypocenter 3.2: A computer Program for Locating Earthquakes Locally, regionally and Globally. Hawaii Institute of Geop. & Planetology, Corea..
- Lomax, A., 2004. An earthquake location is not a point, *Geophysical Research Abstracts*, v. 6, 02 185, 2004.
- Lomax, A., 2005. NLLoc - Non-linear, earthquake location program. Earthquake Location in 3D models using Non-Linear search techniques. <<http://alomax.free.fr/nlloc/index.html>>.
- Lomax, A., J. Virieux, P. Volant & C. Bergue, 2000. Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: Introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations, in *Advances in Seismic Event Location* Thurber, C.H., and N. Rabinowitz (eds.), Kluwer, Amsterdam, 101-134.
- Marza. V. Barros, L. V. & Carvalho, J. M., 1999. As ações do SIS/UnB face ao evento de Mato Grosso, do dia 10 de março de 1998 - Relatório Especial nº 02, Observatório Sismológico - Universidade de Brasília, 28 p.
- Monge, J. B. B., 1997. Problema de la localización del terremotos, *Publicación Técnica*. Num. 31

- p.17-47. Ministério de Fomento, Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 31 p.
- Oppenheim, A. V. & Shafer, R. W., 1975. Digital signal processing. Prentice Hall, 585 p.
- Pujol, J., 2000. Joint event location the JHD technique and applications to data from local networks. In: Thurber Rabinowitz(2000), 163-204.
- Scherbaum, F., 1996. Of poles and zeros; Fundamentals of Digital Seismology. Second Ed. *Kluwer Academic Publisher*, Boston, 265 p.
- Scherbaum, F. & Bowin, M. P., 1997. FIR filters effects and nucleation phases. *Geophysical Journal Int.* 130. 661-668.
- Tapley, W. C. & Tull, J. E., 1991. SAC - Seismic Analysis Code. Lawrence Livermore National Laboratory, CA..
- Tarantola, A. & Valette, B., 1982. Inverse problems = quest for information. *J. Geophys.*, **50**, 159-170.
- Tottingham, D. M. & Lee, W. H. K., 1989. XDETECT: A fast seismic data acquisition and processing program.
- Ward, P. L., 1992. SUDS: The Seismic Unified Data System. *EOS, Trans. Amer. Geophys. Un.*, V. 73, N. 35, 380p.
- Weilandt, E., 2002. Seismic sensors and their calibration. stations in *New manual of Seismological Observatory Practice* v. 1. IASPEI Bormann Editor, cap. 5, 46p..

Anexo B

Cópias de trabalhos (primeira página) publicados no âmbito da tese

1. Barros, L.V., Assumpção, M., Quintero, R., and Caixeta, D.F. 2009. The intraplate Porto dos Gaúchos seismic zone in the Amazon craton – Brazil, *Tectonophysics, (Amsterdam)*, V. 469, 37-47.....137
2. Barros, L.V., Assumpção, M., Quintero, R., Ferreira, V.M., 2009. Estimative of coda wave attenuation for Center North of Parecis Basin, Amazon Craton - Brazil. 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador/BA, 24-28 de agosto. 6 p.....138
3. Barros, L.V., Assumpção, M., Quintero, R., and Paz, R., 2008. Intraplate Seismicity in Brazil, the case of Porto dos Gaúchos seismic zone in the Amazon Craton – Brazil. *Eos Trans. AGU*, 88(23), Joint Assem. Suppl, Abstract S51A-05, Cape Town – South Africa.....139
4. Barros, L.V., Assumpção, M., Quintero, R. and Paz, R.N., 2008. Basement Topography using P-to-s conversions from local earthquakes in the seismogenic area of Porto do Gaúchos, Parecis basin, Northern Brazil. American Geophysical Union, Spring Meeting 2008, abstract S02-11 - Fort Lauderdale, Florida, USA.....140
5. Barros, L.V., Assumpção, M., Quintero, R., 2007. The intraplate seismogenic zone of Porto dos Gaúchos in the Amazon craton - Brazil. American Geophysical Union Spring Meeting, abstract, Acapulco, México.....141
6. Barros, L.V., Assumpção, M., Quintero, R., 2005. Recurrent seismicity in the northern Mato Grosso State Brazil. IASPEI Assembly Abstract, Santiago – Chile.....142
7. Barros, L. V. & Rancan, C.C., 2004. Estudos crustais na área sismogênica de Porto dos Gaúchos/MT, baseados em sísmica de refração e função do receptor. I Simpósio Regional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 26-28 de setembro de 2004, São Paulo, 6p.....143
8. Barros, L.V. e Paz, R.N., 2006. Mecanismo focal composto da seqüência sísmica de 2005 em Porto dos Gaúchos/MT. II Simpósio Brasileiro de Geofísica, Natal/RN, 21-23 setembro, 5p.....144
9. Barros, L.V., 2005. Determinação dos parâmetros de fonte do sismo de 10/03/98 de Porto dos Gaúchos, por análise espectral de sinais. II Simpósio Brasileiro de Geofísica, Natal/RN, 21-23 de setembro de 2006, 6p.....145
10. Barros, L. V. e Caixeta, D. F. 2003. *One-Dimensional Multilayer Velocity Model for Porto dos Gaúchos/MT*. 8th International Congress of the Brazilian Geophysical Society - SBGf, Rio de Janeiro/RJ., 6p.....146
11. Barros, L. V., Marza, V., Caixeta, D. F. e Carvalho, J. M. 2001. *Seismic Sequence in Porto dos Gaúchos/MT - Brazil after March/1998 mainshock: Preliminary results*. 7th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador – BA, 4p.....147



The intraplate Porto dos Gaúchos seismic zone in the Amazon craton – Brazil

Lucas Vieira Barros^{a,*}, Marcelo Assumpção^b, Ronnie Quintero^c, Daniel Caixeta^a

^a Observatório Sismológico, Universidade de Brasília; Brasília, DF, 70910-900, Brazil

^b IAG, University of São Paulo; São Paulo, SP, 05508-090, Brazil

^c Observatório Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica, Universidad Nacional, Heredia, Costa Rica

ARTICLE INFO

Article history:

Received 9 January 2008

Received in revised form 16 December 2008

Accepted 6 January 2009

Available online 15 January 2009

Keywords:

Intraplate seismicity

Focal mechanism

Amazon craton

South America

Brazilian seismicity

Continental rift

ABSTRACT

The largest earthquake observed in the stable continental interior of the South American plate occurred in Serra do Tombador, Mato Grosso state – Brazil, on January 31, 1955 with a magnitude of 6.2 m_b . Since then no other earthquake has been located near the 1955 epicentre. However, in Porto dos Gaúchos, 100 km northeast of Serra do Tombador, a recurrent seismicity has been observed since 1959. Both Serra do Tombador and Porto dos Gaúchos are located in the Phanerozoic Parecis basin. Two magnitude 5 earthquakes occurred in Porto dos Gaúchos, in 1998 and 2005, with intensities up to VI and V, respectively. These two main shocks were followed by aftershock sequences lasting more than three years each. Local seismic stations have been deployed by the Seismological Observatory of the University of Brasília since 1998 to study the “Porto dos Gaúchos” seismic zone (PGSZ). A local seismic refraction survey was carried out with two explosions to help define the seismic velocity model. Both the 1998 and 2005 earthquake sequences occurred in the same WSW–ENE oriented fault zone with right-lateral strike-slip mechanisms. The epicentral zone is in the Parecis basin, near its northern border where there are buried grabens, generally trending WNW–ESE, such as the deep Mesoproterozoic Caiabis graben which lies partly beneath the Parecis basin. However, the epicentral distribution indicates that the 1998 and 2005 sequences are related to a N60°E fault which probably crosses the entire Caiabis graben. The 1955 earthquake, despite the uncertainty in its epicentre, does not seem to be directly related to any buried graben either. The seismicity in the Porto dos Gaúchos seismic zone, therefore, is not directly related to rifted crust. The probable direction of the maximum horizontal stress near Porto dos Gaúchos is roughly E–W, consistent with other focal mechanisms further south in the Pantanal basin and Paraguay, but seems to be different from the NW–SE direction observed further north in the Amazon basin. The recurrent seismicity observed in Porto dos Gaúchos, and the large 1955 earthquake nearby, make this area of the Parecis basin one of the most important seismic zones of Brazil.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Brazilian seismicity is lower than in other mid-plate regions such as Eastern North America, India, and Australia, where magnitudes larger than 7 have been observed, such as in the New Madrid area, USA, (Johnston, 1989; Johnston and Kanter, 1990; Johnston, 1996a,b; Gangopadhyay and Talwani, 2003; Schulte and Mooney, 2005). Mid-plate earthquakes in Brazil have not exceeded magnitude 6.2 m_b but intensities up to VI or VII are not uncommon and make seismic risk evaluation an important issue in projects of critical facilities such as nuclear installations. Models to explain intraplate earthquakes were proposed, for example, by Sbar and Sykes (1973), Sykes (1978), Talwani (1989), Talwani and Rajendran (1991) and Kenner and Segal (2000). Intraplate earthquakes appear to result from ruptures in

weakness zones or from stress concentration. The proposed models try to correlate intraplate earthquakes with geological features that could indicate zones of crustal weakness such as extended crust in aborted rifts or continental margins (Johnston, 1989; Johnston et al., 1994), or with structural inhomogeneities, which could concentrate stresses in the upper crust (e. g., Sykes, 1978; Talwani, 1989, 1999; Talwani and Rajendran, 1991; Kenner and Segal, 2000; Assumpção et al., 2004).

Schulte and Mooney (2005) compiled an intraplate earthquake catalogue (magnitude ≥ 4.5) for stable continental regions (SCRs), and compared the data with a global catalogue of rifts (Sengör and Natal'in, 2001). 27% of the earthquakes fell in interior rifts/taphrogens, 25% were in rifted continental margins, and 36% occurred in non-rifted crust (the remaining 12% were uncertain). These numbers are similar to those presented in previous studies (Johnston and Kanter, 1990; Johnston et al., 1994), who found that 56% of all SCR earthquakes are associated with extended crust (interior rift and rifted continental margins). However, according to Schulte and Mooney (2005), if we

* Corresponding author. Tel.: +55 61 33404055; fax: +55 61 32745927.

E-mail addresses: lucas@unb.br (L.V. Barros), marcelo@iag.usp.br (M. Assumpção), rquintero@una.ac.cr (R. Quintero).

Coda wave attenuation for center north of Parecis Basin in the Amazon Craton – Brazil

Lucas Vieira Barros, UnB, Brazil

Marcelo Assumpção, IAG-USP, Brazil

Ronnie Quinteiro, OVISICORI-UNA, Costa Rica

Vinicius Ferreira, UnB, Brazil

Copyright 2009, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation during the 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Salvador, Brazil, August 24-28, 2009.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society 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

Small local earthquakes from two aftershocks sequences in Porto dos Gaúchos, Amazon craton - Brazil were used to estimate the coda wave attenuation in the frequency band of 1 to 20 Hz. The time-domain coda-decay method of a single backscattering model is employed to estimate frequency dependence of quality factor (Q_c) of coda waves. Q_c values have been computed at central frequencies and (band) of 1.5 (1-2), 3.0 (2-4), 6.0 (4-8), 9.0 (6-12), 12 (8-16) and 18 (12-24) Hz in the lapse time ranging from 25 to 60 sec for five different datasets, selected according to the geotectonic environments of the stations locations as well as the ability to sample crustal structures at depths. The well known functional form $Q_c = (Q_0 \pm \sigma) f^{(n \pm \sigma)}$ was determined for all dataset and for the region of Porto dos Gaúchos $Q_c = (117 \pm 19) f^{(1.13 \pm 0.02)}$.

Introduction

Attenuation is a property of the medium and plays an important role in studies of the earth structure and earthquakes sources, from which useful information on the earth structures can be inferred and sources parameters can be determined. Moreover, it is essential to the seismic risk studies, and so has a remarkable application on seismic hazard assessment and consequently to seismic risk mitigation.

The Coda waves from small local earthquakes have been interpreted as superposition of backscattered body waves generated from numerous heterogeneities presented in the ray path distributed randomly but uniformly in the earth lithosphere (Aki, 1969; Aki and Chouet, 1975; Rautian and Khaliturin, 1978). Coda waves comprise that part of the seismogram composed by different phases that arrive at the station traveling different paths. Therefore the great variety of paths traveled by these waves provide information concerning to the average properties of the medium (attenuation properties) instead of just the characteristics of the particular path (Gupta et al., 1995). The attenuation of the seismic waves in the

lithosphere is highly frequency dependent. This dependence is clearly exponential with the distance and is caused by the combination of two effects: scattering and anelastic attenuation (Havskov et al., 1989) and it is difficult to separate each other, since both have the same mathematical approach (Aki, 1969 and Havskov et al., 1989).

In the present paper, the single scattering model has been used to study the coda Q attenuation in Porto dos Gaúchos Seismic Zone (PGSZ), using small aftershocks earthquakes following the mainshock of 5.2 (MMI VI) on March, 10 1998 and 5.0 m_b (MMI V), on March 23, 2005 (Barros et al. 2009).

Seismicity of the study area

Porto dos Gaúchos Seismic Zone (PGSZ) is located in the center north of Mato Grosso State, in the contact between southern part of Amazonian craton and northern of Phanerozoic Parecis basin (Fig. 1).

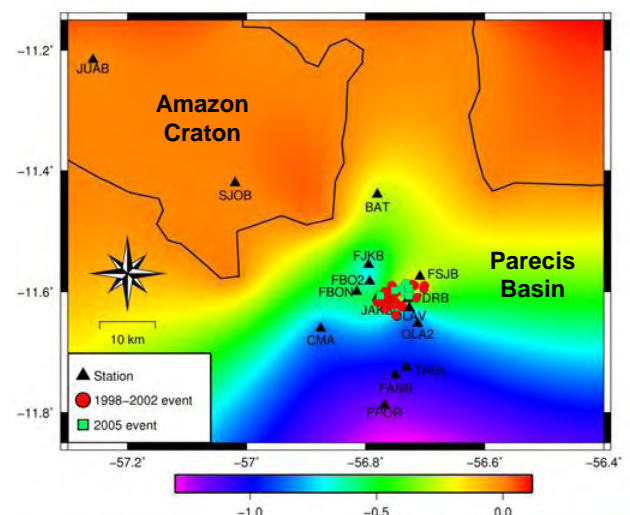


Fig. 1: Topography of the basement in Parecis basin as obtained by Receiver Function technique applied to local events (scale bar in km). Dash line indicates the limit between Amazonian craton and Parecis basin (Barros et al., 2008). Triangles denote seismic stations. Stations OLA2, FBOZ, PDRB, and JAKB belong to 2005 seismic network and station FSJB belongs to both networks. All the rest compose the 1998-2002 network. Stations ending in B are broad-band station (30 sec to 50 Hz) and the rest are short period three-component stations (1 Hz-100 Hz).

Intraplate seismicity in Brazil, the case of Porto dos Gaúchos seismic zone in the Amazon Craton

Lucas Barros (1), Marcelo Assumpção, (2) Ronnie Quintero (3) and Ranielle Paz (4)

1. Seismological Observatory - University of Brasília, Brazil, lucas@unb.br
2. IAG - University of São Paulo, Brazil, marcelo@iag.usp.br
3. OVISICORI - UNA, Costa Rica, rquinter@una.ac.cr
4. Seismological Observatory – University of Brasilia, Brazil, ranipaz@brturbo.com.br

Brazilian seismicity is lower than in other mid-plate regions such as Eastern North America, India, and Australia, where magnitudes larger than 7 have been observed. Mid-plate seismicity in Brazil presents only 20 cases of earthquakes with magnitudes 5.0 m_b and above, two of them exceeding 6.0 (6.1 m_b in continental margin and 6.2 m_b in continental crust). A half of the epicenters lie close to the coast and the continental shelf and have been attributed to a combination of weakness zones (extended crust beneath the continental shelf) and amplification of the regional stresses due to local forces such as crustal inhomogeneities at the continent/ocean transition and flexural stresses due to loading of the sediments in the transition coast-ocean. Another half of epicenters lie in the continental crust, three of them, included the biggest and 5.2 (in 1998) and 5.0 (in 2005), in the Porto dos Gaúchos Seismic Zone (PGSZ). This seismic zone is located in the center north of Phanerozoic Parecis basin; such sediments overlay the crystalline basement of Amazon craton. Despite the mid-plate earthquakes in Brazil have not exceeded magnitude 6.2 m_b , intensities up to VI and VII are not uncommon and make seismic risk evaluation an important issue in projects of critical facilities such as nuclear installations and hydroelectric power plants. Recently, this issue has received from government authorities special attention, particularly after the occurrence of the first fatal victim in the country caused by an earthquake of 4.9 m_b and VII MM, occurred in December 7 of 2007, in the meddle of São Francisco craton, an area where it was never observed seismic activity before. As an immediate result of this scenery, in the next two years, will be deployed sixty new broadband permanent stations in Brazil and seismic hazard studies has received increased attention from government authorities, universities and associations of structural engineers.

The explanation of all intraplate earthquakes remains a challenge for seismologists, because most of the time, it is not possible to associate these earthquakes to any geological structure identified by various investigative techniques. The PGSZ is no different; the main graben and host system present in the Phanerozoic Parecis basin does not seem to be correlated with the recurrent seismicity that has been observed in the area since 1955. While the graben and host system present in the Parecis basin is aligned in a trend WSW-ENE, composite focal mechanisms studies carried out in two seismic sequences in PGSZ (1998 and 2005), reveal for both cases a mainly strike-slip faulting regime in SSW-ENE trend. Although no correlation is found between seismicity in PGSZ and buried graben existing in the area the maximum horizontal stress (SHmax) is probably E-W oriented, which is consistent with the expected stress direction from the theoretical model proposed by different actors. The objective of this paper is to present a brief review of the Brazilian seismicity and discuss the recurrent seismicity in PGSZ based in new catalog of seismicity in stable continental region.

Key words: Brazilian seismicity, intraplate seismicity, mid-plate region.

PRESENTER'S BIOGRAPHY

Mr. Barros works at the Seismological Observatory of the Brasília University. He is graduated in electronic engineering and has Master degree in telecommunications engineering. Now, he is preparing his PhD thesis in the seismology field, studding the recurrent seismicity observed in Porto dos Gaúchos Seismic Zone, located in the Amazon craton, Brazil.

AGU Abstract: Reference Number 455 PIN 7230

Authors:

Lucas V. Barros, Seismological Observatory, University of Brasilia

Marcelo Assumpção, IAG-USP, AGU membership (sponsor) 10166303

Ronnie Quintero, OVSICORI - UNA

Daniel Caixeta, Seismological Observatory, University of Brasilia

Ranielle Paz Noleto, Seismological Observatory, University of Brasilia

Title: Basement Topography Using P-to-s Conversions from Local Earthquakes in the Seismogenic Area of Porto do Gauchos, Parecis Basin, Northern Brazil.

Earthquakes with magnitudes up to 5.2 have been occurring since 1998 in the northern part of the Neoproterozoic Parecis basin in the Amazon craton. Study of the local activity, recorded by a network of up to 7 simultaneous stations, showed the earthquakes occur mainly on an ENE-WSW trending fault in a strike-slip motion with a reverse component. P axes are roughly E-W. The seismogenic fault, roughly 5 km long with activity shallower than 6 km, correlates with a geologically mapped fault just outside the Parecis basin delimiting two depocenters in the Proterozoic Caiabis graben. The sediment cover in the epicentral area is a few km thick. All stations in the sedimentary basin show clear P to S conversions 0.1 to 0.3 s after the direct P arrivals. S to P conversions are also observed before most S arrivals. Time-domain deconvolution of the radial by the vertical components, using Gaussian filter width of 100, was used to measure the Ps-P delay time at all stations. The epicentral distances varied from 2 to 30 km. Two controlled explosions were fired at the epicentral area to help determine the velocity structure of the sediments and basement. Combined analysis of the Ps delay times and the explosion data reveals that the average basement depth is around 2 km but a basement high is found near the seismogenic fault. In this work we will discuss a possible correlation between the seismicity and basement topography beneath the sediments of the Parecis basin as well as a high in the nearby Caiabis graben aligned with a geological fault.



The Smithsonian/NASA Astrophysics Data System



[Home](#) [Help](#) [Sitemap](#) | porto dos gaúchos seism

- Fulltext Article not available
- [Find Similar Articles](#)
- [Full record info](#)

The Intraplate Seismogenic Zone of Porto dos Gauchos in the Amazon Craton, Brazil

[Barros, L. V.](#); [Assumpcao, M. S.](#); [Quintero, R. Q.](#)

American Geophysical Union, Spring Meeting 2007, abstract #S51A-05

The Porto dos Gauchos Seismogenic Zone (PGSZ), in the center north of Mato Grosso State, in the contact between the southern Amazonian Craton and northern Parecis Basin, represents one of the most important area of seismic activity in Brazil, with the largest magnitude ever observed in the stable continent of the South America plate (6.2 mb on January 31, 1955). Focal mechanism studies indicated a pure reverse faulting regime with compressional SHmax. oriented in SE-NW direction. After the 1955 earthquake, located in Serra do Tombador, a recurrent seismicity has been detected in Porto dos Gauchos, 100 km northeast of Serra do Tombador. No recent events have been detected in the area of the 1955 epicenter, suggesting a long recurrence time or mislocation of Serra do Tombador earthquake. The Porto dos Gauchos recurrent seismicity has been observed since 1959, when a 4.5 macroseismic estimated magnitude was felt by local inhabitants settled in that remote area two years earlier. In subsequent years, with deployment of regional stations in Brazilian Amazon region earthquakes were detected in 1981 (3.8 mb), 1989 (3.3 mb), 1993 (3.8 mb), 1996 (4.4 mb), 1997 (3.3 mb), and finally on March 10, 1998 (5.1 mb). The aftershocks of 1998 main shock were studied with a local network with up to eight 3-component stations. Such network detected more than 2500 events until December of 2002, when the network was deactivated, but only 100 were accurately located. Based on this set of events and a controlled source experiment we determined a 1-D velocity model for the area, a composite focal mechanism with P wave polarities, spectral analysis studies to estimate the source dimension, stress drop and moment magnitudes for the main shock and some others events of the set. On March 23, 2005 another shock occurred in the same seismogenic area of Porto dos Gauchos, with magnitude 4.7 to 5.0. One week later five stations were installed again to monitor the aftershock activity, detecting more than 2000 events in three months. Hypocentral determination, with different hypocentral location programs (Hypocenter, Hypo71, Hypoinverse, Velest and NonLinLoc) and a composite focal mechanism indicated the same source location and similar fault regime (dextral transcurrent fault for both 1998 and 2005 sequences). In this work, besides a brief review of the seismotectonic of the PGSZ we intend to present additional results of better constrained composite focal mechanisms including the P, SH, and SV amplitudes ratios for the two sequences and an attempt to get focal mechanism solution for the main shock of March 1998 based on regional stations.

Keywords: 7205 Continental crust (1219), 7215 Earthquake source observations (1240), 7230 Seismicity and tectonics (1207, 1217, 1240, 1242)



The ADS is Operated by the [Smithsonian Astrophysical Observatory](#) under [NASA](#) Grant NNX09AB39G

RECURRENT SEISMICITY IN NORTHERN MATO GROSSO STATE – BRAZIL

Lucas Vieira Barros 1, Marcelo Assumpção 2, Ronnie Quintero 3

1. Seismological Observatory – University of Brasilia - Brazil
2. IAG – University of São Paulo - Brazil
3. Vulcanological and Seismological Observatory - National University of Costa Rica

The central northern area of Mato Grosso State has the most active intraplate seismicity in Brazil, where on January 31, 1955 occurred the largest Brazilian earthquake, 6.2mb in the Serra do Tombador. On March 10, 1998, a 5.1mb earthquake occurred in Porto dos Gauchos, 100 km northeast of Serra do Tombador. After 1955, no other earthquakes have been located near Serra do Tombador. However, a recurrent activity has been observed in the region based on macroseismic information in 1959 (~4.5 mb in Porto dos Gauchos) and regional stations in 1981 (3.8mb), 1989 (3.3mb), 1993 (3.8mb), 1996 (4.4mb), 1997 (3.3mb), and finally on March 10, 1998 (5.1mb). From 1998 to 2002, a local 3-component seismic network with up to eight stations recorded more than 2400 seismic events, 30 of them larger than 3.5 mb. A 1-D velocity model was determined for Porto dos Gauchos seismogenic area using two controlled 200 kg explosions, and a Vp/Vs ratio was calculated with Wadati diagram. This 1D model locates the explosions with an accuracy of 30 meters by using eight stations, confirming the model's validity. This model was used to calculate single hypocentral locations using the programs HYPO71 (Lee & Lahar, 1975), HYPOCENTER (Lienert, 1994), HYPOINVERSE (Klein, 2000), and non linear probabilistic locations (Lomax, A. 2000). Joint hypocentral determination was also carried out using VELEST (Kissling, 1995). All these methods show the activity is distributed in an area about 5 km x 6 km across, roughly oriented in the ENE-WSW direction, with a depth range of 1.0 to 7 km. A focal mechanism for the 1998 shock was attempted with P-wave polarities from regional and teleseismic stations. A composite focal mechanism was determined with the aftershocks recorded by the local network. These studies indicate a predominantly dextral strike-slip fault oriented roughly ENE-WSW in rough agreement with the data of the 1998 main shock. This mechanism suggests the activity may be related to a roughly E-W trending graben buried beneath the sediments of the Parecis Basin. Recently, on March 23, another earthquake with magnitude 4.7 to 5.0mb occurred in Porto dos Gauchos. A few days later, five local stations were installed and recorded 1200 microearthquakes in the first two weeks. Preliminary studies indicate that this last seismic sequence takes place in the same area of the 1998 sequence. A review of the seismicity in northern Mato Grosso will be presented and the problem of the isolated location of the 1955 earthquake will be addressed.

1. Seismological Observation and interpretation
2. Porto dos Gauchos, Seismicity, Serra do Tombador,
3. Lucas Vieira Barros – Observatorio Sismologico da Universidade de Brasilia. SG13 Asa Norte - Brasilia/Brasil; Tels: +55 61 349-4453; 340-4055; 274-5927. E-mail: lucas@unb.br
4. E
5. PC
6. Yes
7. None



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 acamadado 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.



Mecanismo focal composto da seqüência sísmica de 2005 em Porto dos Gaúchos/MT

Lucas V. Barros & Ranielle N. Paz, Observatório Sismológico (SIS) da Universidade de Brasília (UnB)

Copyright 2004, 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 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

The center northern area of Mato Grosso State has the most active intraplate seismicity in Brazil, where on January 31, 1955 occurred the largest Brazilian earthquake, 6.2 m_b in the Serra do Tombador. On March 10, 1998, a 5.1 m_b earthquake occurred in Porto dos Gauchos; 100 km northeast of Serra do Tombador. After 1955, no other earthquakes have been located near Serra do Tombador. However, a recurrent activity has been observed in the region of Porto dos Gauchos since 1959. From 1998 to 2002, a local 3-component seismic network with up to eight stations recorded more than 2500 seismic events, 30 of them larger than 3.5 m_b . Recently, on March 23, another earthquake with magnitude 4.7 to 5.0 m_b occurred in Porto dos Gauchos. A few days later, five local stations were installed and recorded 3000 micro earthquakes from March to July. Preliminary studies indicate that this last seismic sequence takes place in the same area of the 1998 sequence. The focal mechanisms for both sequences will be presented and the problem of the isolated location of the 1955 earthquake will be addressed.

Introdução

O Centro Norte do Estado do Mato Grosso tem a sismicidade intraplaca mais ativa do Brasil, onde em 31 de janeiro de 1955 ocorreu o maior terremoto de todo o interior continental estável da placa da Sul-americana (6,2 m_b) (Assumpção & Suárez, 1988). Este sismo foi localizado na Serra do Tombador, à época uma área completamente desabitada (Berrocal *et al.*, 1984). As cidades mais próximas eram Diamantino e Cuiabá, localizadas a cerca de 240 km e 380 km, ao sul da Serra do Tombador. O sismo foi percebido com intensidade IV (MM) em Cuiabá/MT (Carvalho, 1998).

Desde então, nenhum outro sismo foi localizado nesta área. Entretanto, mais ao norte, a 110 km da Serra do Tombador, no município de Porto dos Gaúchos, uma sismicidade recorrente vem sendo observada, com sismos detectados em 1959 (4,5 m_b), 1981 (3,8 m_b), 1986 (3,6 m_b), 1987 (3,9 m_b), 1988 (3,2, 3,7 e 3,9 m_b), 1989 (2,5 e 3,6 m_b), 1993 (3,8 m_b), 1996 (4,4 m_b), 1997 (3,3 m_b), 1998 (5,1 m_b) e 2005 (4,7 m_b). Apenas as réplicas

dos dois últimos sismos foram estudadas com redes locais.

Após o sismo de 10 de março de 1998, magnitude 5,1 m_b e 5,2 M_w e intensidade VI (MM) (Barros, 2005, Barros *et al.*, 2001), uma rede local com até oito estações, que funcionou (com muitos problemas operacionais) entre março/98 a dezembro/2002, detectou mais de 2500 sismos, 27 dos quais com magnitudes superiores a 3,5 (Barros *et al.*, 2002). Em dezembro de 2002, após a realização de duas explosões de calibração da rede sismográfica as estações foram desativadas, permanecendo apenas uma estação em operação. Esses dois experimentos permitiram determinar um modelo de velocidades para a área (Barros e Caixeta, 2003).

Recentemente, em 23 de março de 2005, outro sismo de magnitude 4,7 a 5,0 m_b , sentido com intensidade V, voltou a ocorrer na mesma área. Outra rede local, de cinco estações e com uma melhor conformação espacial que a primeira, foi instalada para monitorar a atividade de réplicas. Entre 26 de março, data do início da instalação das estações (Inicialmente apenas duas) e 16 de junho foram detectados cerca de 3.000 sismos, sendo que somente nos dias 14, 15 e 16 de abril foram registrados mais de 1.600 eventos. A rede total, com as cinco estações, funcionou entre 26 de abril e 11 de julho. Esta seqüência, que continua em curso até hoje, apresentou mais dois sismos de magnitude superior a 4 (em 20 de julho 4,3 m_b e 26 de setembro 4,5 m_b).

Este Trabalho tem como objetivo apresentar resultados dos estudos feitos relativamente a esta segunda seqüência, apresentando seu mecanismo focal e comparando com aquele obtido para a seqüência iniciada em 10 de março de 1998.

Método de análise

Dos 3.000 sismos detectados entre 26 de março e 16 de junho de 2005 apenas 12 eventos foram usados na solução de mecanismo focal composto, pois todos eles foram detectados por todas as cinco estações da rede. Os dados selecionados foram analisados em ambiente SEISAN (Haskov & Ottemöller, 1999), com a localização feita com o programa Hypocenter (Lienert, 1994) e o mecanismo focal com o programa FOCMEC (Arvidison, 1992). Na aquisição dos dados foram usados dois tipos de sismômetros: sismômetro de banda larga (CMG-40T - 30s a 100Hz) e de período curto (S3000EQ - 1Hz a 100Hz). Todos os sinais foram amostrados numa taxa de 100 sps. Os registradores (data logger) foram de dois tipos: Quanterra, modelo QDAS 4120 e ORION da Nanometrics.



Determinação dos parâmetros de fonte do sismo de 10/03/98 de Porto dos Gaúchos/MT, por análise espectral de sinais

Lucas V. Barros, Observatório Sismológico, Universidade de Brasília, Brazil, <obsis@unb.br>

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

Brune's source model is employed to determine the source parameters (stress-drop, seismic moment, peak frequency) and the seismic moment magnitude of the Porto dos Gauchos/MT main shock, occurred on March 10, 1998.

The source parameters were determined from the spectral analysis of digital waveforms recorded by seven stations of a regional seismographic network.

For all stations were determined displacement spectrum and from those the source parameters. The final values were taken as the average of the results. Three different types of magnitudes are presented: body wave magnitude ($m_b = 5.1$), macroseismic magnitude ($m_b = 5.1$) and seismic moment magnitude ($M_w = 5.2$)

Introdução

O estudo da estrutura do meio consiste na determinação da distribuição de velocidades e normalmente requer apenas o conhecimento de parâmetros cinemáticos das ondas sísmicas, os quais são independentes dos parâmetros de fonte. Já as informações do movimento e das condições da fonte estão contidas principalmente na dinâmica das ondas sísmicas e sua forma é única para cada terremoto (Torres, 1998).

Os parâmetros que definem um foco sísmico de dimensões finitas de mais fácil obtenção são o momento sísmico escalar (M_0), o comprimento (L) ou raio (r) da falha e a queda de esforços ($\Delta\sigma$). O método mais simples de obtenção desses parâmetros está baseado nas características do espectro de amplitude do deslocamento do chão ou módulo da transformada de Fourier dos sismogramas gerados por terremotos (Borman, 2002). Brune (1970, 1971) e Aki (1967) mostraram que o espectro do movimento do chão pode ser dividido em duas partes: uma para as baixas frequências, a qual é aproximadamente plana até um certo valor de frequência e outra a partir de uma frequência f_0 (frequência de esquina) após a qual o espectro cai proporcionalmente com f^{-2} (Aki, 1967). O valor constante do espectro é proporcional ao momento sísmico (M_0) (Kanamori, 1977).

A técnica da Análise Espectral foi empregada para determinar os parâmetros de fonte (momento sísmico, raio da fonte, queda de esforços e frequência de esquina)

e magnitude de momento sísmico para o sismo de 10/03/98, de Porto dos Gaúchos, localizado no centro-norte do Estado do Mato Grosso.

Utilizou-se o Programa SPEC (Haskov, 1994), rodando em ambiente SEISAN (Haskov & Ottemöller, 2001), para determinar e plotar os espectros de deslocamento do chão e calcular os correspondentes parâmetros de fonte a partir da parte plana do espectro de deslocamento do chão e da frequência de esquina (f_0).

Espectro sísmico, momento sísmico e tamanho da área da fonte

O tamanho e o comprimento de uma fonte sísmica cisalhante ou *momento sísmico estático escalar*, é, de acordo com Kanamori (1977), definido por:

$$M_0 = \mu \bar{D} A, \quad (1)$$

onde: μ - rigidez ou módulo cisalhante do meio, \bar{D} - deslocamento médio da ruptura, e A - área da superfície de ruptura. M_0 é uma medida da deformação inelástica irreversível na área de ruptura. Essa deformação é descrita pelo fator $\bar{D} A$. O cálculo de M_0 ficaria bastante difícil, senão impossível de ser realizado para o caso daqueles tremores que não deixam marcas visíveis na superfície de modo que se pudesse medir as dimensões físicas das (fontes) falhas que os originaram. Entretanto, Brune (1970 e 1971) propôs um modelo de terremoto no qual M_0 pode ser obtido a partir da parte plana do espectro de desdobramento das ondas sísmicas observado na superfície da Terra usando a relação:

$$M_0 = 4\pi r \rho V_{p/s}^3 \Omega_0 / R_{\theta\phi} \quad (2)$$

onde r - distância hipocentral; ρ - densidade média das rochas; $V_{p/s}$ - velocidade das ondas P ou S em torno da fonte; $R_{\theta\phi}$ - fator de correção das amplitudes sísmicas observadas devido à influência do padrão de radiação da fonte sísmica; e Ω_0 - amplitude de baixa frequência do espectro sísmico de ondas P ou S, removidos os efeitos instrumentais e de propagação (espalhamento geométrico, atenuação e amplificação de superfície livre).

A Figura 1 mostra o espectro de deslocamento do chão na fonte, obtido do registro do sismo de 10/03/98 na Estação BDFB, localizada em Brasília, a 1.100 km da fonte. As seguintes características gerais são óbvias a partir desta Figura: a) o Espectro de fonte é caracterizado por um "platô" de amplitudes de deslocamento espectrais constante, para frequências menores do que a chamada "frequência de esquina", f_0 ; b) as amplitudes de deslocamento espectral decaem rapidamente para $f > f_0$, proporcional a f^{-2} ; c) o platô de amplitudes espectrais aumenta com o momento sísmico M_0 e com a magnitude, enquanto que ao mesmo tempo, f_0 diminui proporcionalmente com M_0^{-3} (Aki, 1967); d) como a energia da onda é proporcional ao quadrado da



One-Dimensional Multilayer Velocity Model for Porto dos Gauchos/MT

Lucas V. Barros & Daniel de F. Caixeta

Seismological Observatory of the University of Brasilia, Brazil. <obsis@unb.br>

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 were 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

In this paper is presented a 1D velocity model for the seismogenic area of Porto dos Gauchos/MT (PG), got from two calibration explosions of a local seismographic network installed around the epicentral area located at the northern part of the Intra-cratonic Parecis Proterozoic Basin. It is one of the most active seismic areas in Brazil, in terms of magnitude and seismic frequency; and presented the largest magnitude already observed in the country ($m_b = 6.2$ on 01/31/1955) (Berrocal et. al, 1984); and on 03/10/1998 occurred the second largest magnitude in the area ($m_b = 5.1$). After that, more than 2,400 seismic events have already been recorded, fifteen of them have magnitude over 3.5.

From this model was possible to localize the explosions with accuracy up to 20 m (only readings with of the P phase) and of 110 m (with readings of the P and S phases). The obtained model consists in a ratio V_p/V_s of 1.82 and three layers with thickness of 0.3 km ($V_p = 3.88$ Km/s), 2.0 km ($V_p = 5.88$ Km/s) and 15 km ($V_p = 6.20$ Km/s) laid over an infinite half-space.

Introduction

The accuracy of an earthquake hypocentral location depends on, strongly, of two factors: quality of the data and the velocity model employed at the location. As quality of the data it should be understood digital records in triaxial stations, well calibrated, with accurate clocks and installed around the epicentral region. As the model employed, it must be realistic, representing in the most accurate possible way, the velocity structures of the area surrounded by seismographic network stations.

The criteria's of optimization do not always explain the model quality; it just express the accuracy of the location related to the adopted model; a low RMS (Root Mean Square) value of the residual just shows that the location was optimized in relation to the adopted model. Hence, if the model is bad the resulting location will be bad too.

A good velocity model can be obtained from geological information of the study area and the geophysical information derived from controlled seismic sources (Kissiling, et al., 1995). The model for Porto dos Gauchos was obtained from the accomplishment of two calibrations explosion of a seismographic network with

ten stations, one vertical component and nine three components stations installed around the PG seismogenic area.

The validity of the model was checked running the Hypocenter location program with the found model (Lienert, 1994). The explosion 1 was located with an accuracy of 40m (using readings of P phase only) and 240m (with readings of the P and S phases); the explosion 2 with accuracy of 20m (readings of P phase only) and 110m (with readings of the P and S phases).

In this paper will be presented the 1D model obtained for Porto dos Gauchos/MT and an updated summary of the seismicity of the area which complement the work of Barros et al, 2001.

Summary of the Seismicity of Porto dos Gauchos in period 1998 - 2002

During the last five years of uninterrupted seismographic monitoring of the Porto dos Gauchos area, more than 2,400 seismic events were detected, 15 of them with magnitudes larger or equal to 3.5 m_R (Fig. 1).

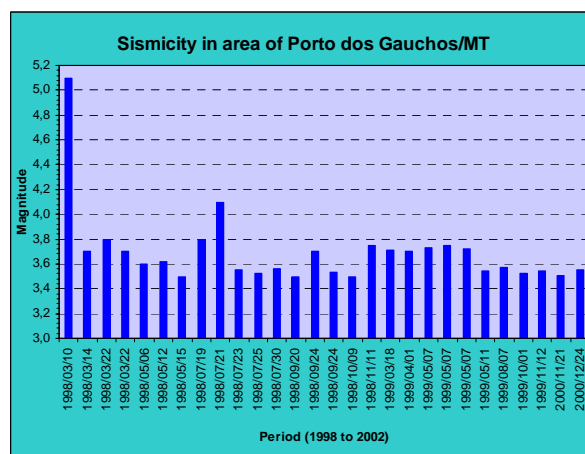


Figure 1 - Aftershock activity in Porto dos Gauchos with magnitude above 3.5, in period from mar/1998 to Dec/2002.

In spite of the uninterrupted monitoring of the Porto dos Gauchos seismic area, the functioning of the stations was very irregular and, therefore, most of the events (1,739) was registered by only one station, according to Figure 2. From the total of the seismos registered, only 120 were well located. Three different location techniques were used: graphic method (triangulation), azimuthal method (three component stations) and interactive method. From all of the located events, only those events with $RMS \leq 0.1$, recorded by four or more stations, were selected, which are plotted in Figure 3.

Seismic Sequence in Porto dos Gaúchos/MT - Brazil After March/1998 Mainshock: Preliminary results

Lucas Vieira Barros, Vasile I. Marza, Daniel F. Caxeta, Juraci M. Carvalho

Seismological Observatory University of Brasilia - Brazil

Abstract

A 5.1 (m_b) magnitude earthquake happened on 1998/03/10, 23h32m (UTC), in the center-north part of Mato Grosso (MT) State, Brazil. This event was the second largest earthquake registered in the area and the largest one of the twelve already registered in Brazil. It was detected by stations located up to 150° away, affecting an area of approximately 220.000 km^2 with a maximum intensity of VI (MM). Three days after its occurrence, the Seismological Observatory of the University of Brasilia (SIS/UnB) installed the first seismographic station, especially setup to monitor events in that area – JUAB Station, belonging to a research project named AmazonScope, partially financed by FINEP according to PADCT/MCT (Program to Support Scientific and Technological Development of the Ministry of Science and Technology). Along the last three years a continuous seismic activity has been detected by a local seismographic network gradually deployed in the area.

The event of 1998/03/10 happened about 100 km to the northeast of the epicenter of the largest earthquake already registered in Brazil, 6.6 m_b , on 31/01/55 (Berrocal et al., 1984). This earthquake was located by stations of the world wide network, located at teleseismic distances, therefore, an 100 km location error could occur and, in that way, the epicenter could be located in the same place as the event of 10/03/98 is, or, on the other hand, aligned along the same fault.

This work will present the first results, up to now disclosed in two reports emitted by SIS/UnB (Barros and Marza, 1998, Marza et al. 1999) with the purpose of informing the City Halls of the affected area and the National Civil Defenses and of the State of Mato Grosso about the evolution of the seismicity that has been monitored by SIS/UnB through a mixed local network, with analog seismographs of short period and vertical component, and three components digital seismographs.

Introduction

The municipal district of Porto dos Gaúchos, located in the center - north of the state of Mato Grosso, it is the Brazilian area that presents the most expressive seismicity in terms of magnitude and also, probably, in terms of seismic frequency. In this area, 1955/01/31 happened the largest earthquake ever

registered in Brazil presenting a magnitude of 6.6 m_b and an inferred maximum intensity of IX (MM) (Berrocal et al. 1984).

Recently, on 1998/03/10, at 23h32m (UTC), the second largest earthquake of the area was detected, with a magnitude 5.1 m_b and a maximum intensity of VI (MM). With this earthquake SIS/UnB started monitoring the seismic activity in the area, installing, in 1998/03/16 a broad band permanent seismographic station (JUAB), Fig.1, belonging to the AmazonScope Project (Velo, 1996). Later on, other five stations were installed, that due to instrumental (Q4120 - Quanterra) and operational problems presented operational flaws. In January of 2001, five new stations using Orion Dataloggers and seismometers (CMG-40T – Guralp) and (S3000 Sprengnether) were installed in substitution to those that were disabled. Now this network is operating satisfactorily. This work presents the preliminary results of the data analysis generated by this seismographic network in the last three years.

Brief historical of the area's seismicity

The Porto dos Gaúchos/MT area, in spite of being the most important Brazilian seismic area in terms of observed maximum magnitude, has been very little studied in terms of seismic history and, consequently, is not very well-known. The first earthquake registered in the area, that was also the largest magnitude observed in Brazil (6.6 m_b), happened on 1955/01/31 and was not registered by any station in Brazil. At that time, only one seismographic station was operating in Brazil at the National Observatory of Rio de Janeiro, which did not register that earthquake. Therefore, the only data available were teleseismic records from the world seismograph network. It was detected also by a Richard type gravity barograph installed in the Observatório Dom Bosco of Cuiabá (Bombled, 1970), about 450 km to the south of the epicenter. The event was located, then, using the data from about 100 seismographic stations, in the Mountain of Tombador - MT (Lat.12.42°S Long 57.30°W), Berrocal et al. (1984) inferred for this earthquake a maximum intensity of IX (MM).

In agreement with the Northeast Explorer Matogrossense, in its report no. 54, of February of 1959, a strong earthquake was felt, on 59/02/05 in Gleba Arinos (Marza et al. 1999), an area where today is the city of Porto of Gaúchos, about 70 km to